



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

STEFAN CWOJDZIŃSKI, WIESŁAW KOZDRÓJ

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu dolnośląskiego — S. CWOJDZIŃSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

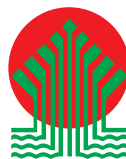
POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wojcieszów (796)
(z 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2011

Autorzy: Stefan CWOJDZIŃSKI, Wiesław KOZDRÓJ
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-828-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2011

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	12
A. Stratygrafia.	12
1. Neoproterozoik–kambr	14
Jednostka Kowar–Czarnowa	14
2. Kambr.	15
Jednostka Leszczyńca	18
3. Kambr–ordowik	21
Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich	21
4. Ordowik	27
5. Sylur	32
6. Sylur–karbon (?)	34
a. Sylur–karbon dolny (?)	34
7. Karbon	35
a. Karbon dolny	36
Wizen	36
b. Karbon górny	37
Stefan	45
8. Perm	47
a. Perm dolny	47
Czerwony spagowiec	47
Czerwony spagowiec dolny	47
9. Trias.	48
a. Trias dolny i środkowy	48

10. Kreda	49
a. Kreda górna	49
Cenoman	49
Turon.	50
Koniak	50
11. Paleogen i neogen	50
12. Czwartorzęd	51
a. Plejstocen	51
Zlodowacenia południowopolskie	52
Zlodowacenia środkowopolskie	53
Zlodowacenie Odry	53
Zlodowacenie Warty	55
Zlodowacenia północnopolskie	55
b. Czwartorzęd nierozdzielony	56
c. Holocen.	57
B. Tektonika.	58
C. Rozwój budowy geologicznej	64
IV. Podsumowanie	71
Literatura	72

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Arkusze Wojcieszów Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 zostały wykonane w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 2003–2005 na podstawie Instrukcji opracowania i wydania SMGP w skali 1:50 000, na bazie podkładu topograficznego w układzie „1942”, arkusze Wojcieszów. Obszar arkusza wyznaczają współrzędne geograficzne: 15°45'–15°60' długości geograficznej wschodniej i 50°50'–51°00' szerokości geograficznej północnej. Administracyjnie teren arkusza w całości należy do województwa dolnośląskiego. Największy obszar zajmuje powiat Jelenia Góra z gminami: Janowice Wielkie, Jeżów Sudecki, Mysłakowice i Pogórzyn. W zachodniej części obszaru arkusza położone jest miasto Jelenia Góra, które funkcjonuje na prawach powiatu. Północna część terenu należy do powiatu Złotoryja z gminą Świerzawa i miastem Wojcieszów, wschodnia do powiatu Jawor z gminą Bolków i Męcinka oraz powiatu Kamienna Góra z gminami: Kamienna Góra i Marciszów. Według regionalnego podziału geograficznego (Kondracki, 1998), teren arkusza leży w prowincji Masyw Czeski, podprowincji Sudety z Przedgórzem Sudeckim. Obejmuje część makroregionu Sudety Zachodnie z mezoregionami Góry Kaczawskie i Kotlina Jeleniogórska, fragment makroregionu Pogórze Zachodniosudeckie z mezoregionem Pogórze Kaczawskie oraz niewielką powierzchnię makroregionu Sudety Środkowe z mezoregionem Góry Wałbrzyskie.

Mapa geologiczna arkusza Wojcieszów w skali 1:50 000 przedstawia aktualny stan rozpoznania geologicznego sporządzony na podstawie syntezy naukowych informacji bibliograficznych oraz dostępnych materiałów archiwalnych skatalogowanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA. Zasadniczą część prac związanych z realizacją mapy stanowiły czynności polegające na zestawieniu, reinterpretacji, generalizacji i wspólnej aktualizacji treści geologicznej wydanych wcześniej czterech arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 wraz z objaśnieniami: Wojcieszów (Cwojdzński i Kozdrój, 1994; Kozdrój, 1995), Janowice Wielkie (J. Szałamacha, 1960, 1969) i Dziwiszów (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1990, 1993) oraz Jelenia Góra Wschód (M. Szałamacha, Tucholska, 1960) uzupełnionych informacjami z nowszych publikacji naukowych zawierających zweryfikowane dane kartograficzne (np. Baranowski, 1988; Kryza i Muszyński, 1992) oraz

dokumentacji złożowych, hydrogeologicznych lub geologiczno-inżynierskich z opisami profili litologicznych wykonanych otworów wiertniczych, rowów badawczych lub odsłoneń. Na potrzeby opracowania mapy nie były wykonywane nowe prace ziemne takie jak sondy mechaniczne lub wiercenia, ani też badania geofizyczne. W celu weryfikacji granic lub typu odmian litologicznych dla wybranych obszarów wykonano lokalny rekonesans terenowy uzupełniony badaniami mezostruktur tektonicznych. Opisy litologiczno-petrograficzne skał i ich stratygrafię oparto na dotychczasowym materiale bibliograficznym i archiwalnym bez wykonywania nowych prac laboratoryjnych.

Mapę geologiczną i objaśnienia wykonali: Wiesław Kozdrój (odpowiedzialny za opracowanie skał metamorficznych) i Stefan Cwojdzński (waryscyjskie skały magmowe, pokrywa epiwaryscyjska i wulkanity kenozoiczne, osady czwartorzędowe).

Na obszarze arkusza Wojcieszów, poza osadami czwartorzędowymi, dominujący udział (około 4/5 obszaru arkusza) mają skały podłoża krystalicznego, które w szerszym sensie regionalnym należą do wschodniego przedłużenia strefy sakso-turyngijskiej orogenu waryscyjskiego (Franke i in., 1993; Żelaźniewicz, 1997, 2003; Franke i Żelaźniewicz, 2000, 2002; Aleksandrowski i in., 2000; Krentz i in., 2000, Kozdrój i in., 2001, Aleksandrowski, Mazur, 2002). W części południowej podłoże to reprezentuje fragment bloku karkonosko-izerskiego (Oberc, 1961, 1972; Mierzejewski, Oberc-Dziedzic, 1990; Mazur i Kryza, 1996; Mazur, 1998) zbudowany z waryscyjskich (karbońskich) granitów karkonoskich (Borkowska, 1966; Mierzejewski, 1966, 1995, 2003, Duthou i in., 1991) i osłaniającego je od strony wschodniej kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich (Oberc, 1960; M. Szałamacha i J. Szałamacha, 1967; J.H. Teisseyre, 1968, 1971, 1973; Cymerman, 1996, 1998a; Mazur, 2003) z seriami skalnymi wieku od neoproterozoiku po górny kambr/najniższy ordowik (?) (Kozdrój, 2003).

Granity karkonoskie były przedmiotem licznych badań petrograficznych, izotopowych i tektonicznych (Borkowska, 1966; Mierzejewski, 1966, 1973, 1994, 1985, 1994, 1995a, b, c, 2003; Mierzejewski, Wojnar, 1986; Mierzejewski, Oberc-Dziedzic, 1990; Duthou i in., 1991; Diot, Mierzejewski, 1994; Mierzejewski i in., 1994; Kennan i in., 1999). Skały żyłowe masywu Karkonoszy były przedmiotem badań Mierzejewskiego (1966, 1995a, c, 2003) Mierzejewskiego i in. (1983), Cieślińskiego, Żaby (1990).

Blok karkonosko-izerski graniczy na północy, wzdłuż walnej linii dyslokacyjnej tzw. uskoku śródsudeckiego (Cymerman, 1998b; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, 2003), z kompleksem metamorficznym Gór Kaczawskich zbudowanym z dolnopaleozoicznej (kambr/ordowik–dolny karbon) sukcesji osadowo-wulkanicznej tworzącej fragment waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej (Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Collins i in., 2000; Kryza i Muszyński, 2003). Niezbyt liczne znaleziska faunistyczne, podobieństwo litologiczne różnowiekowych odmian skalnych i zawiła tektonika powodują, że proponowane dla tych serii schematy litostratygraficzne i ścieżki ewolucji geotektonicznej

odznaczają się istotnymi różnicami (por. H. Teisseyre, 1963, 1967; Oberc, 1982; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Kryza, Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002).

Na około 1/5 obszaru arkusza, w trzech izolowanych miejscach, występują nie przeobrażone skały osadowe i wulkaniczne należące do permo-karbońskiej i mezozoicznej pokrywy epiwaryscyjskiej. Należy do niej niewielki, północno-zachodni fragment niecki śródsudeckiej w rejonie Ciechanowic, gdzie odsłaniają się gruboklastyczne osady dolnokarbońskie tzw. „fliszu starszego” (Radwański, 1954; Żak, 1958; Augustyniak, Grocholski, 1968; A.K. Teisseyre, 1975; Dziedzic, A.K. Teisseyre, 1990; Mastalerz i in., 1995, Turnau i in., 2002). Na północ od głównego pasma metamorfiku kaczawskiego występują górnokarbońskie i permskie osady typu molasowego i towarzyszące im skały wulkaniczne rowu Świerzawy będącego wschodnią odnogą depresji północnosudeckiej (Milewicz, Górecka, 1965; Ostromięcki, 1972 a, b, c, 1973; Milewicz, 1968, 1985; Baranowski i in., 1990; Solecki, 1994; Śliwiński i in., 2003). Częścią tej samej niecki jest także niewielki, wschodni kraniec rowu Wlenia wypełniony osadami górnej kredy (Gorczyca-Skała, 1977) pojawiający się w zachodniej części obszaru.

Obserwowany obecnie podstawowy schemat budowy geologicznej obszaru został ukształtowany podczas mezozoiku i kenozoiku w wyniku tektoniki blokowej, która w całych Sudetach doprowadziła do powstania szeregu zrębów i rowów. Najwyraźniej zaznaczyły się tu ruchy pokredowe, laramijskie (Oberc, 1972; Bossowski, Bałazińska, 1982; Solecki, 1994) oraz neogeńskie i staroczwartorzędowe (Dyjor, 1993).

Na obszarze arkusza Wojcieszów zanotowano pojedynczą intruzję kenozoicznych wulkanitów, a z równowiekowych im osadów zachowały się jedynie zwietrzelinowe regolity na granitach karkonoskich, które stwierdzono w otworach wiertniczych na wschód od Jeleniej Góry.

Glacialne utwory plejstoceńskie reprezentują zlodowacenia południo- i środkowopolskie, natomiast osady rzeczne i stokowe – deluwialne powstawały w czasie zarówno plejstocenu jak i holocenu. Stratygrafia i litologia osadów czwartorzędowych omawiana była w pracach: Geniesera (1936), Szczepankiewicza (1954), Dumanowskiego (1952, 1961b, c), Jahna (1966, 1976), Cielińskiej, Szczypka (1974), Michniewicza (1998), Michniewicza i in. (1996). Problematyką rozwoju zwietrzelin i pokryw stokowych zajmowali się: Dumanowski (1961 a), Jahn (1968) oraz Migoń i Czerwiński (1994). Zagadnienia morfotektoniki i geomorfologii w nawiązaniu do budowy geologicznej na obszarze Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej przedstawione zostały w pracach: Jahna (1954, 1980), i Migonia (1993, 1995, 1997, 1998).

W Sudetach skały krystaliczne, poddane wielofazowym deformacjom tektonicznym i przemianom hydrotermalnym, były już od czasów historycznych obiektem poszukiwań i wydobywania rud metali

(Fedak, Lindner, 1966; Dziekoński, 1972). Na obszarze arkusza znane są dwa miejsca koncentracji żył kruszonośnych: Miedzianka i Radzimowice (Stara Góra) (Cwojdzński i in., 2008; Madziarz, 2009a, b).

W Miedziance jeszcze przed II wojną światową była czynna kopalnia miedzi z czterema polami eksploatacyjnymi, w których w połowie lat 30. rozpoczęto pozyskiwanie rud uranowych. Po wojnie, w latach 50. kopalnia należała do nadzorowanych przez specjalistów z byłego Związku Radzieckiego tzw. „Zakładów Przemysłowych R-1” z siedzibą w Kowarach, które kontynuowały poszukiwania i wydobywanie rud uranu (Bareja i in., 1982). Z działalnością tych zakładów wiąże się obecność w Rudawach Janowickich, a także w Górach Kaczawskich wielu śladów po wykonanych płytkich wkopach i szybkach badawczych. W roku 1956 kopalnia w Miedziance ze względów ekonomicznych uległa likwidacji. Mineralizacja rudna Cu, Fe, Au, Pb, Zn, Ag, Bi, As i U zlokalizowana jest tam w towarzyszących marmurom soczewkach magnetytowych z siarczkami lub młodszych żyłach hydrotermalnych związanych genetycznie z dajkami ryolitowymi (Zimnoch, 1978; Mochnacka, 1982; Michniewicz, 2003).

W latach 70. i 80. w rejonie Miedzianki i Mniszkowa prowadzono prace poszukiwawcze, w tym geofizyczne i wiertnicze (Lindner, 1977, 1982, 1987; K. Wołkowicz, S. Wołkowicz, 1985; Głazewska, 1993), jednak ich wyniki nie doprowadziły do udokumentowania nowych złóż. Prowadzone tu w latach 90. prace badawcze za złotem rodzimym wykazały pewne koncentracje o charakterze złożowym (Wojciechowski, 1995).

W rejonie Radzimowic od XV w. do lat 30. ubiegłego wieku wydobywano kruszce miedzi i srebra, a także arsenu i złota (Domaszewska, 1964; Dziekoński, 1972). Przedmiotem eksploatacji były tam silnie zmineralizowane żyły kwarcowo-siarczkowe (Manecki 1965; Zimnoch, 1965; Paulo, Salamon, 1974; Sylwestrzak, K. Wołkowicz, 1985) zlokalizowane głównie w pobliżu pnia ryolitowego Góry Żeleźniak. W ostatnich latach szczególnej analizie poddano genezę akumulacji i ilościową zawartość złota (Mikulski, 1999, 2007). Koncentracje te okazały się na tyle istotne, że Minister Środowiska ustanowił rejon Radzimowic obszarem koncesyjnym na poszukiwanie złota.

Na obszarze arkusza Wojcieszów prowadzono także liczne prace rozpoznawczo-dokumentacyjne za surowcami niemetalicznymi (Jeżów Sudecki – baryt; Karpniki, Maciejowa – skalenie), surowcami dla przemysłu wapienniczego (np. Wojcieszów, Podgórkę – wapień i dolomity krystaliczne) i za złożami kamieni budowlanych (Komarno – zieleńce, Góra Lubrza – keratofiry, Góra Żeleźniak – ryolity, Janowice Wielkie – granity, Wieściszowice – amfibolity, Lubiechowa – melafiry). Obecnie udokumentowane są tu 22 złoża, a ich bliższa lokalizacja i charakterystyka przedstawiona jest na Mapie geośrodowiskowej Polski, arkusz Wojcieszów i w towarzyszących jej objaśnieniach (Bobiński, Gawlikowska, 2004a, b). Mapa geośrodowiskowa, stanowiąca uzupełnienie omawianej mapy geologicznej, przedstawia w sposób rozszerzony problematykę złóż, perspektywy i prognozy

występowania kopalin, składowania odpadów na tle środowiska przyrodniczego, wybranych elementów hydrogeologicznych, warunków podłoża budowlanego i zabytków kultury. Obie mapy tematyczne przeznaczone są do praktycznego wspomagania regionalnych i lokalnych działań gospodarczych oraz służyć mają instytucjom szczebla regionalnego i lokalnego do racjonalnego zagospodarowania zasobów środowiska przyrodniczego oraz planowania przestrzennego.

Na obszarze arkusza zostało wykonanych 408 otworów wiertniczych, spośród których na mapie geologicznej zaznaczono 82. Do najgłębszych wierceń należą: otwór badawczo-strukturalny Wojcieszów IG-1 (Frąckiewicz, 1965; Bobiński, Ichnatowicz, 2005) o głębokości 790 m (otw.15), w którym rozpoznano miąższość i wykształcenie tzw. łupków radzimowickich; otwory: 5B (głębokość 490,7 m, otw. 21) i 20B (głębokość 450 m, otw. 25) zlokalizowane w rejonie Jeżowa Sudeckiego w celu udokumentowania złóż barytu (Sroga i in., 1994) oraz otwór J-4 (głębokość 253 m, otw. 76) koło Mniszkowa wykonany w ramach poszukiwań złóż polimetalicznych we wschodniej osłonie granitu Karkonoszy (Lindner, 1987; Głazewska, 1993). Jedynie 23 otwory osiągnęły głębokość od 100 do 200 m. Spośród pozostałych otworów (płytszych niż 100 m), 64 zakończono w skałach metamorficznych, 118 w waryscyjskich granitach lub ryolitach, 4 w skałach osadowych permu i mezozoiku, a reszta nie przebiła utworów czwartorzędowych.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Wojcieszów charakteryzuje się zróżnicowaną rzeźbą terenu, co uwarunkowane jest budową geologiczną. Centralną jego część zajmują Góry Kaczawskie, na południu położone są Rudawy Janowickie, a na południowym zachodzie – Kotlina Jeleniogórska. Pogórze Kaczawskie i Góry Wałbrzyskie występują w północno-wschodnim i południowo-wschodnim rejonie arkusza. Rzeka Bóbr oddziela Góry Kaczawskie od Rudaw Janowickich i Kotliny Jeleniogórskiej, a rzeka Kaczawa dzieli Góry Kaczawskie na dwie części – Grzbiet Wschodni i część zachodnią, z której na obszarze arkusza znajdują się fragmenty Grzbietu Północnego, Grzbietu Południowego (część tego grzbietu na południe od Kaczorowa nosi nazwę Gór Ołowianych) i Grzbietu Małego.

Góry Kaczawskie, które przebiegają z północnego zachodu na południowy wschód, należą do typu gór niskich o wysokościach względnych nie przekraczających 300 m. Ich trzon zbudowany jest głównie z dolnopaleozoicznych skał epimetamorficznych z głównymi kulminacjami utworzonymi przez skały pochodzenia wulkanicznego, jak Góra Okole (714,1 m n.p.m.), Skopiec (718,5 m n.p.m.), Baraniec i Szybowisko (560,8 m n.p.m.). Część wierzchołków tworzą też wapienie krystaliczne (np. Miłek, 564,6 m n.p.m.) lub karbońskie pnie ryolitowe (Żeleźniak, 663,5 m n.p.m.).

Rudawy Janowickie tworzą zróżnicowany wysokościowo i wyraźnie urzeźbiony krajobraz. Od północy oddzielone są od Gór Kaczawskich przełomową doliną Bobru. Wznoszą się około 500 m ponad jej dno. Najwyższe wzniesienia, zbudowane z waryscyjskich granitów karkonoskich, położone na południe od Mniszkowa, to Wołek (877,6 m n.p.m.) oraz Mały Wołek (774 m n.p.m.). Na zachód od głównego masywu występuje pasmo Gór Sokolich, ze znanymi terenami wspinaczkowymi na Krzyżnej Górze (654 m n.p.m.) i Sokoliku (643,7 m n.p.m.) poprowadzonymi pośród malowniczych skałek granitowych. Wschodnie partie Rudaw Janowickich zbudowane są ze mezometamorficznych skał neoproterozoiczno-kambryjskich należących do tzw. wschodniej osłony granitu Karkonoszy.

Kotlina Jeleniogórska jest obniżeniem wypreparowanym przez procesy wietrzeniowo-erozyjne w waryscyjskich granitach, które w postaci izolowanych kopuł i garbów wystają spod pokrywy plejstocenijskich osadów pokrywających jej dno. Od północy ograniczają ją Góry Kaczawskie, a od wschodu Rudawy Janowickie. W jej obrębie położone są Obniżenia Jeleniej Góry i Mysłakowic oraz pagórkowate granitowe wzniesienia: Wzgórza Łomnickie, Karpnickie i Dziwiszowskie. Najwyższe kulminacje związane są ze Wzgórzami Karpnickimi – Mężykowa (542,8 m n.p.m.).

Istotnym elementem morfologii obszaru arkusza są doliny rzek Bobru i Kaczawy. Bóbr przepływa przez południową część terenu. Oddziela on Góry Kaczawskie od Rudaw Janowickich i Kotliny Jeleniogórskiej. Do miejscowości Wojanów dolina Bobru ma charakter przełomowy, jest wąska, o stromych, wysokich brzegach. W dalszym biegu rzeki brzegi doliny stają się łagodniejsze i ma ona charakter doliny meandrującej o płaskim, akumulacyjnym dnie. Rzeka Kaczawa płynie z południa na północ przez północno-wschodnią część obszaru, w obrębie dobrze rozwiniętej, płaskodennej doliny, miejscami o stromych zboczach. Między Wojciszowem Dolnym a Starą Kraśnicą przewężenie doliny nabiera cech przełomu.

Północno-wschodni rejon obszaru zajmuje niewielki fragment Pogórza Kaczawskiego. Jest to morfologiczne obniżenie z wzniesieniami o rzędnych od 332,0 m n.p.m. na zachodzie do 408,5 m n.p.m. na wschodzie. Obniżenie to pod względem geologicznym należy do tzw. rowu Świerzawy stanowiącego wschodnie przedłużenie większej jednostki, tzw. niecki północno-sudeckiej wypełnionej niezmetamorfizowanymi utworami permo-karbonu i mezozoiku. Podobne pod względem genetycznym są obniżenia w Górach Kaczawskich w zachodniej części terenu, jak np. rów Wlenia.

Drobny fragment Gór Wałbrzyskich pojawia się w okolicy Marciszowa w południowo-wschodniej części obszaru. Zbudowane są one z osadowych skał dolnego karbonu niecki śródsudeckiej.

Generalnie na obszarze arkusza Wojciszów wydzielono w kolejności hierarchii ich ważności: formy o założeniach tektonicznych, formy rzeczne, lodowcowe, wodnolodowcowe, formy denudacyjne i różnej genezy, utworzone przez roślinność, krasowe oraz antropogeniczne (tabl. I). Najstarszymi formami rzeźby terenu są powierzchnie zrównań prawdopodobnie odziedziczone po

paleogeńsko-neogeńskich powierzchniach zrównań erozyjnych. Występują one tu na kilku poziomach, na wysokości: 660–700, 600–640, 500–550, 400–460 m n.p.m. Niższe z nich mają charakter spłaszczeń stokowych. Poziome zrównań są połączone w system grzbietów zaokrąglonych, a w ich obrębie często występują wierzchołki kopulaste, rzadziej płaskie, a także przełęcz o różnych wysokościach. Fragmenty powierzchni zrównań tworzą ostatec denudacyjne. W otoczeniu wspomnianych form rzeźby, aż po spłaszczenia den dolin i równin plejstoceniowych i holoceniowych występują stoki o różnym nachyleniu.

Współczesna sieć rzeczna rozwinęła system dolin o charakterze dolin nieckowatych i płaskodennych. W obrębie większych dolin – Bobru, Łomnicy i Kaczawy mamy do czynienia z systemami tarasów akumulacyjnych i akumulacyjno-erozyjnych (na cokołach skalnych), a także z odcinkami przełomowymi. Najbardziej charakterystyczny jest przełom Bobru między Ciechanowicami a Janowicami Wielkimi. U wylotu dolin bocznych występują stożki napływowe. Górne odcinki dolinne są często reprezentowane przez dolinki, parowy lub dolinki denudacyjne w ogólności.

Ważną rolę w morfologii obszaru arkusza Wojcieszów odgrywiają krawędzie o założeniach tektonicznych. Przebiegają one głównie wzdłuż systemu uskoków ramowych rowu Wlenia i Świerzawy. Niektóre z wyraźnych krawędzi morfologicznych, np. północne obramowanie Kotliny Jeleniogórskiej mają charakter skarp powstałych wskutek odporności skał. Wietrzniowo-denudacyjnej i różnej genezy są liczne na arkuszu sciany skalne i izolowane skałki.

Z utworami plejstocenu związane są wysoczyzny morenowe, faliste występujące na dużych obszarach w północnej części arkusza, pokrywy wodnolodowcowe i ich fragmenty, kempy, fragmenty pokrywy pyłowych lessopodobnych oraz głazy narzutowe. Procesy krasowienia wapieni krystalicznych doprowadziły do powstania jaskiń na wzgórzu Połom w Wojcieszowie. Do form utworzonych przez roślinność należą rowniny torfowe rozwinięte w płaskodennych odcinkach dolin Karpnickiego Potoku i dopływów Łomnicy. W obrębie takich dolin leżą sztuczne Karpnickie Stawy.

Do wyróżniających się w rzeźbie terenu form antropogenicznych zaliczyć należy głównie duże wyrobiska po kamieniołomach granitu w Kotlinie Jeleniogórskiej oraz wapieni i dolomitów krystalicznych występujących w Górach Kaczawskich, z których tylko jeden, na Górze Połom koło Wojcieszowa jest wciąż czynny. Przy tych kamieniołomach znajdują się miejscami dużych rozmiarów hałdy poeksploatacyjne. Liczne hałdy, w większości pokryte dziś roślinnością występują w rejonach dawnej eksploatacji rud metali w okolicy Radzimowic oraz Miedzianki i Mniszkowa. Innymi formami są wyrobiska czynnych lub nieczynnych piaskowni-żwirowni oraz nasypy kolejowe i drogowe.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Za najstarsze utwory na obszarze arkusza Wojcieszów uważa się skały metamorficzne należące do dwóch jednostek tektonicznych rozdzielonych uskokiem śródsudeckim: krystaliniku wschodnich Karkonoszy określanego też mianem kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich (J.H. Teisseyre, 1973) oraz metamorfiku Gór Kaczawskich (Baranowski i in., 1990).

Podział, nazewnictwo i profil litostratygraficzny kompleksu Rudaw Janowickich były różnorodnie ujmowane (por. Oberc, 1960; M. Szałamacha i J. Szałamacha, 1967; J.H. Teisseyre; 1971, 1973; Mazur 1995, 2003; Smulikowski, 1995, 1999). Zastosowano tu podział na dwie jednostki tektoniczne określone jako jednostka Kowar–Czarnowa i jednostka Leszczyńca (Kozdrój, 2003).

Jednostkę Kowar–Czarnowa tworzą przeobrażone, neoproterozoiczno-kambryjskie skały pochodzenia osadowego i wulkanicznego (tzw. seria suprakrustalna), której na obszarze sąsiadującego od południa arkusza Kowary towarzyszą liczne, intruzywne ciała ortognejsów kowarskich (tworzące tzw. serię infrakrustalną) wywodzące się z gruboziarnistych granitów. Gnejsy tego typu tkwiące wśród serii metaosadowych występują także w innych jednostkach bloku karkonosko-izerskiego, gdzie znane są pod nazwą gnejsów karkonoskich (w metamorfiku południowych Karkonoszy położonym na południe od masywu granitowego Karkonoszy), czy gnejsów i granitów izerskich (w metamorfiku Gór Izerskich okalających masyw granitowy od północy), a ich wiek określono metodami izotopowymi na przedział od 515 do 491 mln lat temu z kulminacją około 500 mln lat temu tj. na przełomie środkowego i górnego kambru (Oliver i in., 1993; Kröner i in., 2001; Philippe i in., 1995, Kozdrój i in., 2005). Czas intruzji ortognejsów stanowi jednocześnie górną granicę czasu sedymentacji skał otaczających tj. serii suprakrustalnej zbudowanej obecnie z różnorodnych łupków łuszczkowych i fyllonitów z wkładkami łupków grafitowych, marmurów, erlanów, leptynitów i amfibolitów. Dolnej granicy tej serii, czyli czasu założenia basenu sedymentacyjnego nie można określić z braku jakiegokolwiek dokumentacji paleontologicznej w łupkach łuszczkowych stanowiących dominującą masę przeobrażonych meta-sedymentów. Hipotetycznie zakłada się więc, że depozycja utworów wyjściowych serii suprakrustalnej rozpoczęła się w bliżej nie określonym neoproterozoiku i trwała w kambrze. Na wiek kambryjski wskazują szczątki koralii zbliżone do dolnokambryjskich archeocyatów i trylobitów (Hladil i in., 2003) znalezione w wapieniach krystalicznych z Gór Rychorskich (Czechy), stanowiących południową kontynuację pasma wystąpień marmurów jednostki Kowar–Czarnowa, a także datowania izotopowe kwaśnych skał metawulkanicznych (leptytów, porfiroidów) określające ich wiek na około 512–493 mln lat, czyli na środkowy–górny kambry (Bendl i Patočka, 1995; Kozdrój i in., 2005). Należy podkreślić, że jednostka Kowar–Czarnowa, podczas waryscyjskiego metamorfizmu

regionalnego uległa fałdowaniu i silnej deformacji, która prawie całkowicie zatarła pierwotne granice litologiczne i doprowadziła do znacznych przemieszczeń pakietów skalnych. Stąd nie jest obecnie możliwe ustalenie kierunku stropu i stratygraficznego następstwa poszczególnych odmian litologicznych. W konsekwencji nie można też wykluczyć, że skały opisane niżej jako neoproterozoiczno-kambryjskie mogą częściowo zawierać młodsze, podobne makroskopowo utwory dolnopaleozoiczne np. ordowickie, sylurskie lub nawet dewońskie, które rozpoznano w seriach metamorfiku południowych Karkonoszy i zdefiniowano jako tzw. grupę z Ponikli (Chaloupsky i in., 1989; Walter, 2000; Hladil i in., 2003). Powyższe fakty sprawiały, że w niektórych wcześniejszych publikacjach jednostkę Kowar–Czarnowa kwalifikowano w części lub w całości właśnie jako wiekowy odpowiednik grupy z Ponikli (por. M. Szałamacha i J. Szałamacha, 1967; J.H. Teisseyre, 1971, 1973; Mazur, 1998, 2003; Smulikowski, 1999).

Jednostkę Leszczyńca tworzą wyłącznie skały metamagmowe. Są to różnorodne amfibolity (pierwotnie bazytowe wulkanity, wulkanoklastyki i diabazy), łupki kwarcowo-chlorytowe i łupki serycytowo-chlorytowe (kwaśne metatufy i metatufity), tworzące ciągłą, komagmową serię spilitowo-keratofirową, oraz skały pochodzenia intruzyjnego, tzw. gnejsy paczyńskie i lokalnie metagabra (J.H. Teisseyre, 1973; Narębski i in., 1986; J. Szałamacha i M. Szałamacha 1991; Mazur, 1995; Kryza i in., 1995, Winchester i in., 1995; Smulikowski, 1999; Kozdrój, 2003). Wykonane dla ortognejsów paczyńskich oznaczenia geochronologiczne na cyrkonach dały wiek z przedziału 507–480 mln lat (Oliver i in., 1993; Kozdrój i in., 2005; Bachliński i Smulikowski, 2005) wskazując na środkowy–górnny kambr jako czas powstania ich granitowego protolitu. Dowodzi to, że wulkaniczna seria spilitowo-keratofirowa w którą te intruzje wniknęły, musi być równowiekowa lub starsza, najprawdopodobniej kambryjska. Potwierdzeniem tej tezy jest uzyskany wiek izotopowy dla kwaśnych wulkanitów: $501,3 \pm 3,1$ mln lat (Bachliński i Smulikowski, 2005).

Na obszarze arkusza Wojcieszów leży fragment południowej części struktury kaczawskiej. Wyróżniono tu trzy jednostki litotektoniczne: Świerzawy, Bolkowa i Dobromierza (H. Teisseyre, 1967; Baranowski i in., 1987, 1990), a jedynie mały fragment na północ od rowu Świerzawy należy do jednostki Jakuszowej wchodzącej w skład części północnej struktury. Dodatkowym elementem jest melanz z Janówka (Haydukiewicz, 1987b) zlokalizowany w północno-zachodniej części terenu. Do metamorfiku kaczawskiego zalicza się także tzw. element Przybkowic, niewielki fragment wychodni skał metamorficznych leżący na południe od uskoku śródsudeckiego, już w obrębie metamorfiku Rudaw Janowickich (J.H. Teisseyre, 1973).

Złożona tektonika metamorfiku kaczawskiego przy małej ilości odsłonień (zwłaszcza stref granicznych), znalezisk faunistycznych i oznaczeń geochronologicznych powoduje, że proponowane dla poszczególnych jednostek schematy litologiczne jak i rekonstrukcje generalnego profilu stratygraficznego wciąż pozostają niejednoznaczne i czekają na dokładniejsze ustalenia (por. H. Teisseyre

1963, 1967; Jaeger, 1964; Kornaś, 1977; Chorowska i Sawicki 1975, Chorowska, 1978; Oberc, 1982; Urbanek, 1977, 1978; Baranowski i in., 1982, 1987, 1990; Haydukiewicz i Urbanek, 1986; Haydukiewicz, 1987a, Kryza i Muszyński, 1992, 2003; Furnes i in., 1994; Krentz i in., 2000; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2002). Przyjęta w dalszym opisie, na zasadach kompromisu pomiędzy wieloma poglądami, stratygrafia skał południowej części metamorfiku kaczawskiego ma wciąż charakter hipotetyczny i może w przyszłości ulec zmianie. W pełnym ujęciu sekwencja ta posiada następujący układ (począwszy od najstarszych): kambro-ordowicka wulkaniczna asocjacja spilitowo-keratofirowa z wkładkami wapieni wojcieszowskich, ordowicki zespół szarych łupków fliszoidowych z meta-diabazami, sylurski zespół zieleńców typu E- i N-MORB, ciemne łupki i lidyty syluru, łupki krzemionkowo-ilaste dewonu, dolnokarbońskie melanże oraz stanowiące przypuszczalnie po części ich wiekowy odpowiednik łupki radzimowickie. Na obszarze arkusza Wojcieszów występują prawie wszystkie spośród wymienionych zespołów skalnych z wyjątkiem utworów dewonu.

1. Neoproterozoik – kamb r

Jednostka Kowar – Czarnowa

Łupki łyszczykowe i fyllonity z wkładkami łupków grafitowych należące do jednostki Kowar–Czarnowa kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich tworzą południkowo przebiegający pas wychodni od doliny Bobru na północy po Górę Wołek na południu. Wśród łupków i fyllonitów spotyka się cienkie wkładki łupków grafitowych i kwarcytów oraz grubsze, dalej opisane, przeławicenia marmurów, skał wapieniowo-krzemianowych, leptynitów, amfibolitów biotytowo-hornblendowych i epidotowo-tremolitowych. Wzdłuż kontaktu z granitami Karkonoszy łupki odznaczają się silnymi przeobrażeniami kontaktowymi przechodząc w hornfelsy. Szczegółowe opisy petrograficzne wymienionych skał zawierają m.in. prace: Borkowskiej (1966), J. Szałamachy (1969), J.H. Teisseyre’a (1968, 1973), Lindner (1977, 1982, 1987), Głazewskiej (1993) i Kozdroja (2000).

Łupki łyszczykowe, o szarym lub ciemnoszarym zabarwieniu, odznaczają się doskonale rozwiniętą teksturą kierunkową wyrażoną przez główną, penetratywną foliację metamorficzną. W procesie jej powstania prawie całkowitemu zatarciu uległy pierwotne struktury sedymentacyjne wyjściowych mułowców i piaskowców, a obserwowane obecnie struktury typu laminacji mają charakter mylonityczny. Pomiędzy powierzchniami głównej foliacji spotyka się lokalnie przeguby drobnych, śródfoliacyjnych fałdków izoklinalnych o osiach zgodnych z liniowym ułożeniem łyszczyków oraz wydłużeniem ziarn kwarcu i skaleni określających lineację z rozciągania.

Podstawowy typ wydzielenia stanowią łupki kwarcowo-serycytowe z przejściami do łupków kwarcowo-biotytowych i łupków kwarcowo-epidotowych, przy czym zauważa się, że zawartość biotyту,

maleje od zachodu ku wschodowi. W łupkach tych spotyka się więcej niż gdzie indziej skaleni potasowych, a zawartość piroksenów wzrasta w pobliżu wkładek skał wapniowo-krzemianowych. Wykazujące cechy regresywnego metamorfizmu fyllonity stanowią ciągłą kontynuację serii łupków kwarcowo-łuszczkowych i pojawiają się w formie nieregularnych ciał w łupkach łuszczkowych. Drobnziarniste fyllonity, często o ciemnej, niekiedy czarnej barwie, zawierają drobniejsze ziarna kwarcu i generalnie brak jest w nich biotyту natomiast dominującym łuszczkiem jest regresywny chloryt.

W bezpośrednim sąsiedztwie granitów Karkonoszy łupki łuszczkowe uległy przeobrażeniu w hornfelsy (Borkowska, 1966). Są to zwarte, drobnolaminowane skały, w których foliację podkreślają jasne smużki zbudowane ze zrekrytalizowanego kwarcu. Charakterystyczne minerały powstałe w aureoli kontaktowej to m.in. kordieryt, andaluzyt, biotyt, muskowitz i granaty.

2. K a m b r

W apienie i dolomity krystaliczne tworzą drobne, białej lub kremowej barwy, soczewki pośród shornfelsowanych łupków łuszczkowych (J. Szałamacha, 1969). Wskutek termicznej rekrystalizacji odznaczają się grubym ziarnem i masywną, bezładną teksturą. Podstawowym minerałem jest kalcyt, a dolomit występuje podrzędnie. W miejscach zabarwionych na zielono domieszkę stanowi diopsyd, azbest lub serpentyny. Marmury stanowią przedłużenie większych wystąpień obserwowanych w rejonie Rędzin (ark. Kowary), których opis podają m.in. Borkowska (1966), J.H. Teisseyre (1973), Kowalski i in. (1976).

Erlany opisywane wcześniej jako skały wapienno-krzemianowe (Borkowska, 1966; J.Szałamacha, 1969) lub erlany granatowo-piroksenowe (J. Teisseyre, 1973), występują w formie niewielkich przeławiczeń w obrębie łupków łuszczkowych, a lokalnie tworzą ciągłe strefy przejściowe z marmurami lub amfibolitami. Erlany odznaczają się wyraźną foliacją tworzoną przez naprzemianległe warstewki o zróżnicowanej miąższości (od kilku mm do kilku cm), kolorystyce i składzie mineralnym. Jaśniejsze pasemka seledynowe, o grubszym ziarnie, zbudowane są z ksenoblastów piroksenowych zastępowanych zielonymi amfibolami lub epidotem, skaleni potasowych i plagioklazów ulegającymi serycytyzacji, dużych blastów tytanitu oraz małych, obłych ziaren kwarcu. Partie ciemniejsze zdominowane są przez powstałe kosztem amfiboli wydłużone kierunkowo blaszki biotyту, który z kolei jest zastępowany przez chloryty o brązowych lub atramentowych barwach interferencyjnych. Występują tu również skalenie – plagioklasy. W strefie biotytywowej spotyka się ponadto obłe drobiny klastycznego kwarcu, diopsyd zastępowany tremolitem, granaty, liczne ziarna ilmenitu zastępowane przez tytanit, apatyty i drobne skupienia epidotów. Pochodzenie występującego w tych skałach wysokotemperaturowego zespołu mineralnego: piroksen-hornblenda-K-skaleń-tytanit wiąże się zazwyczaj z rekrystalizacją wywołaną oddziaływaniem granitu karkonoskiego. Smulikowski

(1996) opisał z tych skał kummingtonit i plagioklaz – anortyt (92% An), których genezę związał właśnie z oddziaływaniem granitu Karkonoszy.

Gnejsy leptytowe tworzą pas wychodni o zmiennej szerokości (miejscami do 200 m) od Janowic Starych na północy po południową granicę arkusza. Utwory te były opisywane jako tzw. gnejsy z Miedzianki (Oberc, 1960), łupki kwarcowo-łuszczkowe (J. Szałamacha, 1969) leptynity i kwarcyty (J.H. Teisseyre, 1973) lub łupki kwarcowo-skaleniove (J. Szałamacha i M. Szałamacha, 1993). Ich cechą charakterystyczną jest bardzo wysoka zawartość K_2O , od 4 do 9%, co było przyczyną ich rozpoznania pod kątem złożowym i przydatności jako surowca skaleniowego (Gawroński i in., 1989).

Skałom tym towarzyszą drobne wkładki łupków łuszczkowych, skał wapniowo-krzemianowych i amfibolitów. Gnejsy leptytowe są skałami leukokratycznymi, o zabarwieniu biało-kremowym, lokalnie szaro-różowym i teksturze laminowanej. Nie zawierają reliktywów pierwotnych struktur wskazujących jednoznacznie na ich protolit. Wysoka zawartość potasu i lokalnie euhedralne zarysy niektórych porfiroklastów skaleni w masie kwarcowo-skaleniovej wskazują, że skałami wyjściowymi mogły być kwaśne tufy ryolitowe, ewentualnie płytkie ciała subwulkaniczne (Ziółkowska-Kozdrój, 1997). Wykonane dla próbki pobranej z wrzynki kolejowej w pobliżu Janowic Starych badania izotopowe $^{207}Pb/^{206}Pb$ metodą ewaporacyjną na cyrkonach wykazały wiek 493 ± 11 mln lat (Kozdrój i in., 2006).

Skały te odznaczają się doskonale rozwiniętą foliacją wyrażoną naprzemianległym występowaniem warstewek kwarcowo-skaleniowych i łuszczkowych oraz wydłużonych soczewek zbudowanych z samego kwarcu. Jasne warstewki tworzy zbity agregat drobnokrystalicznego kwarcu i skaleni potasowych (najczęściej silnie zserycytizowanych). Podkreślające foliację łuszczki to głównie drobny muskowitz lub serycyt, a rzadziej zielonkawy biotyt i powstający jego kosztem chloryt. Z minerałów akcesorycznych, w większości będących składnikami pierwotnymi występują: apatyty, tytanit, ilmenit, rutyl, cyrkon i hematyt.

W leptynitach z rejonu Miedzianki i Mniszkowa często spotyka się minerały należące do młodszej paragenezy mineralnej związanej z oddziaływaniem granitu Karkonoszy. Należą do nich skupienia zielonych amfiboli i skaleni potasowych, żyłki piroksenowo-hornblendowo-chlorytowe oraz poikiloblasty andaluzytu i kordierytu.

Amfibolity biotytowe są odpowiednikiem tzw. dolnych amfibolitów smużystych opisanych przez J. Teisseyre'a (1973) z obszaru między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem. Lokalnie, amfibolity te poprzez skały wapniowo-krzemianowe łączą się ciągłymi przejściami z łupkami łuszczkowymi. Zdaniem Narębskiego (1968) są one zmetamorfizowanymi tufami bazaltowymi zawierającymi domieszkę węglanów. Pod względem geochemicznym odpowiadają alkalicznym bazaltom wewnątrzpłytkowym (Winchester i in., 1995; Kozdrój, 2003).

Amfibolity biotyto-hornblendowe zbudowane są z kontrastujących ze sobą lamin jasnych i ciemnych o zmiennych miąższościach od milimetra do 2–3 cm (J. Szałamacha, 1969). Laminy jasne, pierwotnie klastyczno-węglanowe, tworzą głównie pirokseny (diopsyd szeregu hedenbergit-salit), skalenie potasowe i hornblenda oliwkowozielona krystalizujące pośród ziaren kwarcu. W skład laminek ciemnych, powstałych z pierwotnego bazytowego materiału tufowego, wchodzi: amfibole (ciemnozielona do zielono-niebieskiej hornblenda zastępująca lokalnie pirokseny oraz młodszy, włóknisty, bładoniebieski aktynolit), cyamonomowy biotyt tworzący się kosztem hornblendy, niebieskie chloryty, jasna mika oraz ziarna plagioklazów, epidotu, kwarcu, tytanitu (zastępującego niekiedy ilmenit) i licznych minerałów rudnych, szczególnie magnetytu.

Amfibolity epidotowo-tremolitowe tworzą dużą, trójkątnego kształtu, wychodnię między Miedzianką, Ciechanowicami i Wieściszowicami. Z uwagi na charakterystyczny, pasmowy wygląd J. Teisseyre'a (1973) zdefiniował je jako tzw. górne amfibolity smużyste. Spotyka się wśród nich odmiany laminowane z zachowanymi reliktowymi strukturami pierwotnego warstwowania sedymentacyjnego, a także partie amfibolitów masywnych pozbawione wyraźniejszych smużek kwarcowego materiału klastycznego. Reprezentują one najprawdopodobniej grubsze warstwy tufów, o pierwotnie bezładnej teksturze. Badania geochemiczne wykazały, że amfibolity epidotowo-tremolitowe pochodzą z przeobrażenia bazaltów o charakterze przejściowym od odmian wewnątrzpłytowych, subalkalicznych po bazyty typu N-MORB (Winchester i in. 1995; Kozdrój, 2000, 2003; Patočka, Smulikowski, 2000).

W laminowanych amfibolitach epidotowych, główna foliacja metamorficzna podkreślona jest pasemkami jasnych łyżczyków, aktynolitu i chlorytów i zróżnicowaniem na jasne i ciemne laminki. Jasne laminki – pierwotnie węglanowo-klastyczne – zawierają dużo detrytycznych, obłych lub spłaszczonych ziaren kwarcu i skaleni, głównie plagioklazów, często znacznie zmętniałych i zastępowanych serycytem. Między szkieletem ziarnowym widoczne są niekiedy większe kryształy bezbarwnych piroksenów, zielonej hornblendy i skaleni potasowych. Smulikowski (1999) opisał dodatkowo granaty (grossular lub grossular/andradyt) jako minerały towarzyszące tej paragenezie.

Część amfibolitów epidotowych, zarówno o pierwotnych teksturach laminowanych jak i masywnych, uległa silnej deformacji dynamicznej polegającej na ścinaniu w warunkach plastycznych. W takich przypadkach pierwotne struktury uległy zatarcu i skała posiada obecnie teksturę smużystą. Wokół ziaren plagioklazów i epidotów, obserwuje się asymetryczne cienie ciśnień, w których rekrytalizowały skalenie i niebieskawe chloryty. Nową foliację definiuje także igiełkowaty, bezbarwny aktynolit, miejscami grubsze słupki amfiboli o barwie niebiesko-zielonej, smużki tytanitu (lekoksenu) i wydłużone soczewki polikrystalicznego kwarcu. Liczne syn- lub posttektoniczne skalenie zamykają drobne słupki aktynolitów. Rolę minerałów wtórnych pełni kalcyt i zoizyt tworzące wraz plagioklazem

późne żyłki. Skośne względem foliacji są także drobne żyłki wypełnione hornblendą, plagioklazami i piroksenami, których powstanie niewątpliwie należy związać z termicznym oddziaływaniem granitu Karkonoszy.

Jednostka Leszczyńca

Amfibolity epidotowe i aktynolitowe należące do jednostki Leszczyńca budują trzy, kilkuset metrowej miąższości, pasy wychodni pomiędzy doliną Bobru i Wieściszowicami. Metabazyty te przeławicają się z równie miąższymi kwaśnymi metawulkanitami, z którymi wspólnie tworzą asocjację spilitowo-keratofirową oraz z intruzyjnymi ortognejsami paczyńskimi (J. Szałamacha, 1969; J.H. Teisseyre, 1968, 1973; Narębski i in., 1986; J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1991). Badania geochemiczne dowodzą, że pierwotne skały z których metabazyty się wywodzą odpowiadają przeważnie bazaltom typu N-MORB (Kryza i in., 1995; Winchester i in., 1995; Patočka, Smulikowski, 2000; Kozdrój, 2000, 2003).

Amfibolity epidotowe i aktynolitowe posiadają szereg odmian teksturalnych wzajemnie się zazębiających i przechodzą w profilu pionowym jak i lateralnie w odmiany odpowiadające mineralogicznie zieleńcom i łupkom zieleńcowym (J. Teisseyre, 1973; J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1991). Zmienność ta wynika zarówno z pierwotnego zróżnicowania skał wyjściowych, jak również z późniejszych przeobrażeń dynamicznych.

Amfibolity odmiany smużystej i laminowanej stanowią przeobrażone skały wulkanoklastyczne, przy czym główna foliacja stanowi zwykle strukturę naśladowczą względem pierwotnego warstwowania. Mają struktury lepido- i nematoblastyczne i zbudowane są w zmiennych proporcjach z chlorytów, aktynolitu, skaleni (głównie albitu), epidotu, zoizytu (klinozoizytu), kwarcu, jasnych łuszczków, stilpnomelanu, węglanów i minerałów rudnych. W podrzędnych ilościach występuje bladooliwkowa i niebieskozielona hornblenda.

Lokalnie spotyka się przeławicenia o charakterze grubego pokładu tufowego lub potoku lawowego z widocznymi relikdami struktury trachitowej i niewielkimi skupieniami plagioklazów. Główną foliację definiują w nich równoległe ułożone pręciki bezbarwnego aktynolitu i brązowych chlorytów oraz smużek nieregularnie wykształconych minerałów nieprzeźroczystych (rutyl, tytanit). Rzadziej zauważa się foliację podkreśloną przez muskowit i stilpnomelan.

Amfibolity odmian masywnych wywodzą się z przeobrażonych grubych potoków lawowych lub intruzywnych bazaltów i diabazów mających formę sillów. Odpowiadają one wyróżnionym przez J. H. Teisseyre'a (1973) metadiabazom saussurytowym i albitowym, metabazaltom i metaspilitom lub opisanym przez J. Szałamachę, M. Szałamachę (1991) amfibolitom masywnym z relikdami struktur

ofitowych i intersertalnych. Miejscami, wskutek intensywnej deformacji, skały te przechodzą w odmiany złupkowane, w skrajnych przypadkach aż do drobnolaminowanych odmian mylonitycznych.

W skład amfibolitów masywnych i złupkowanych wchodzi w zmiennych proporcjach: skalenie (plagioklasy), epidot, zoizyt, serycyt, hornblenda, amfibole niebiesko-zielone, aktynolit, chloryty, kwarc, stilpnomelan, wyjątkowo granaty oraz ilmenit, tytanit, rutyl, hematyt i magnetyt. Z opisu amfibolitów jednostki Leszczyńca podanych przez Smulikowskiego (1995, 1996, 1999) wynika, że najwcześniejszy amfibol to wysokotytanowa, magnezowa hornblenda, aktynolit lub subwapniowa hornblenda ferroaktynolitowa.

W odmianach złupkowanych nadające kierunkowość powierzchni głównej foliacji zbudowane są z amfiboli i chlorytów, rzadziej serycytu, oraz rozciągniętych i zgranulowanych ziaren skaleni, epidotów i kwarcu. W skałach gruboziarnistych, w pierwszej kolejności krystalizowały niebiesko-zielone amfibole w formie wydłużonych słupków i blaszek, lokalnie zastępujące pierwotną, oliwkową hornblendę. Według Smulikowskiego (1995) te młodsze amfibole to amfibole alkaliczne (magnezjorybekit, rybekit) lub amfibole sodowo-wapniowy (winczit, barroizyt).

Łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe stanowią kwaśne człony asocjacji spilitowo-keratofirowej i tworzą w obrębie metabazytów liczne, zgodne przeławiczenia, o zróżnicowanej miąższości. Wydzielenie to obejmuje różnorodnie wykształcone teksturalnie odmiany wyróżnione przez J. Szałamachę (1960, 1969) jako: łupki kwarcowo-chlorytowe mylonityczne, łupki kwarcowo-chlorytowe z hematytem, łupki chlorytowe kataklastyczne i łupki chlorytowe z kalcytem. J.H. Teisseyre'a (1973) opisywał je jako łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe, keratospility i keratofiry, a Mazur (1995) zdefiniował mianem metawulkanitów felsytowych. Wulkanity te są bardzo zasobne w sód, a ich środowisko geotektoniczne, określane łącznie dla całej serii spilitowo-keratofirowej, było identyfikowane z łukiem wyspowym (Narębski i in., 1986), oceaniczną serią ofiolitową (J. Szałamacha i M. Szałamacha, 1991), inicjalnym ryfem kontynentalnym (Kryza i in., 1995) lub ekstensyjnym basenem załukowym (Kozdrój, 2000, 2003).

Część łupków kwarcowo-albitowo-chlorytowych ma strukturę drobnolaminowaną niewątpliwie odziedziczoną po warstwowanych wulkanoklastykach. Inne partie mają wygląd w miarę jednolitych, masywnych, jasnozielonkawych warstw skalnych, dochodzących do kilku metrów miąższości. Skały te odznaczają się drobnokrystaliczną, porfirowatą strukturą typową dla wylewnych ryolitów. Pojawiająca się w nich foliacja jest pochodną późniejszej deformacji. Z uwagi na fakt, że tworzą one zgodne przeławiczenia w wulkanoklastykach właściwe wydaje się ich zaliczenie do law lub krystaloklastycznych tufów (J. H. Teisseyre, 1973; J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1991).

W masywniejszych odmianach łupków wywodzących się od law i tufów (metakeratofirów) spotyka się partie słabo odkształcone dynamicznie zbudowane w przeważającej masie z drobnokrysta-

licznego, kwarcowo-skaleniowego ciasta skalnego z zachowaną niekiedy reliktową strukturą trachitową, w którym tkwią liczne porfirokryształy skaleni i kwarcu, a niekiedy również pojedyncze ziarenka oliwkowej hornblendy oraz piryt i hematyt tworzące regularne kryształy.

Łupki serycytoowo-chlorytowe, pirytonośne stanowią serię silnie zmylonityzowanych kwaśnych wulkanoklastyków i law. Ich skład mineralny, opisany szczegółowo przez Nielubowicza, Jaskólskiego (1957), Jaskólskiego (1964) i J. H. Teisseyre'a (1973) jest zbliżony do reszty łupków kwarcowo-albitowo-chlorytowych. Wyróżnia je jedynie duża, dochodząca do 30%, zawartość pirytu i trochę odmienny od reszty kwaśnych wulkanitów, skład pierwotnych skaleni typu oligoklaz-andezyn (ok. 33% An wg Nielubowicza, Jaskólskiego, 1957). Piryt jest minerałem prekinematycznym, powstałym podczas postdepozycyjnych przemian hydrotermalnych.

Łupki pirytonośne odznaczają się doskonale rozwiniętą foliacją mylonityczną wyrażoną pasemkami serycytu i chlorytów przepojonych kalcytem, alternujących z pasemkami miazgi kwarcowo-skaleniowej. Pierwotna laminacja wulkanoklastyków uległa tu silnej transformacji polegającej na intensywnym sfałdowaniu i ścinaniu prowadzącym do znacznego wycienienia lamin. Podczas ścinania w cieniach ciśnień kryształków pirytu o średnicy dochodzącej do 3 mm utworzyły się syntektoniczne „frędzle kwarcowe” odznaczające się falistym wygaszaniem światła. W łupkach pirytonośnych liczne są późniejsze zafałdowania foliacji. Ich powierzchnie osiowe podkreślone są miejscami przez kruche, wąskie strefy kataklastyczne.

Amfibolity, łupki chlorytowe i gnejsy albitowe (nierozdzielone). Wydzielenie to obejmuje różnorodne typy skalne ujęte wspólnie jako „kompleks migmatyczny” (J. Szałamacha 1960, 1969), „kompleks intruzywno-wulkaniczny” lub „seria mieszana” (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1991). Budują je metawulkanity zasadowe i kwaśne występujące w naprzemianległych pakietach o miąższości od kilkudziesięciu cm do kilku metrów. Towarzyszą im drobne, pokładowe lub soczewkowate ciała ortognejsów albitowych znanych jako gnejsy paczyńskie (Narębski, J.H. Teisseyre, 1971, 1973). Gnejsy paczyńskie, na południe od obszaru arkusza Wojcieszów, budują duże, kartowalne ciała o niewątpliwie intruzywnej genezie. Ich makroskopowe wykształcenie jest zmienne co znajduje odzwierciedlenie w różnorodnych klasyfikacjach, np. wg J.H. Teisseyre (1973) są one reprezentowane przez drobnoziarniste gnejsy masywne, gnejsy laminowane i oczkowe odmiany chlorytowej i hornblendowej oraz gnejsy kataklastyczne, wg J. Szałamachy, M. Szałamachy (1991, 1994) są to gnejsy chlorytowe odmiany oczkowej i równoziarnistej, wg Mazura (1995) gnejsy hornblendowe – drobnoziarniste, gnejsy felsytowe, laminowane i gnejsy oczkowe. Generalnie skały te są średniokrystaliczne, o ziarnie dochodzącym do 7 mm. Odmiany bogatsze w minerały maficzne zawierające reliktową hornblendę, można zaliczyć do przeobrażonych diorytów lub granodiorytów, różowo-zielonkawe odmiany bez hornblendy, z małą ilością epidotu i wtórnych amfiboli do granitów, a odmiany jasne, biało-zielonkawe,

prawie pozbawione składników maficznych, do leukokratycznych tonalitów (Smulikowski, 1999; Ulicyn, 1999; Kozdrój, 2003).

Badania geochronologiczne wskazują wiek protolitu gnejsów paczyńskich na późny kambry (Oliver i in., 1993; Kozdrój i in., 2005; Bachliński, Smulikowski, 2005). Pod względem geochemicznym były one zaliczane do wysokosodowych trondhjemitów łuku wyspowego (Narębski i in., 1986), oceanicznych plagiogranitów serii ofiolitowej (J. Szałamacha i M. Szałamacha, 1991) lub plutonitów towarzyszących ryftogenicznej serii metawulkanicznej (Kryza i in., 1995). Kozdrój (2000, 2003) zinterpretował je jako skały plutoniczne związane z zamknięciem basenu załukowego i przejściem do środowiska aktywnej krawędzi kontynentalnej.

Wszystkie skały omawianego wydzielenia wykazują duże zaangażowanie tektoniczne. W przypadku amfibolitów i łupków chlorytowych przejawy odkształceń i przemian mineralnych są identyczne jak w serii spilitowo-keratofirowej.

W ortognejsach, w strefach słabszej deformacji, zachowały się pierwotne minerały wykrystalizowane ze stopu magmowego i tworzące obecnie struktury ofitowe. W strefach dynamicznego odkształcenia widoczne są porfiroklasty kwarcu i skaleni opłynięte przez pasemka jasnych łyszczyków, chlorytów o niskiej dwójłomności, drobnoprecikowego aktynolitu, a miejscami grubszych słupek niebiesko-zielonych amfiboli zastępujących pierwotną hornblendę. Foliacja w gnejsach paczyńskich przecinana jest lokalnie przez wąskie, niepenetratywne strefy łagodnych, plastycznych wygięć przechodzące w strefy kataklastyczne podkreślone nieprzezroczystymi minerałami żelaza.

3. K a m b r – o r d o w i k

K o m p l e k s m e t a m o r f i c z n y G ó r K a c z a w s k i c h

K w a r c y t y (m e t a p i a s k o w c e i m e t a t u f i t y) tworzą ciąg wystąpień tylko w obrębie serii wulkanogenicznej jednostki Świerzawy pomiędzy Chrośnicą i Wojcieszowem, a ich miąższość dochodzi do 100 m. Z uwagi na swą fizyczną odporność i zwięzłość tworzą szereg kulminacji szczytowych (Gackowa, Radostka, Polanka), a na ich zboczach formują blokowiska. Makroskopowo są to skały drobnoziarniste, przypominające kwarcyty o jasnych barwach: żółtej, jasnozielonej, seledynowej, pocięte lokalnie ciemnymi, żyłkami żelazistymi, których siatkowy układ przypomina z kolei struktury fluidalne spotykane w kwaśnych i obojętnych skałach wylewnych. To pozorne podobieństwo i rzeczywiste sąsiedztwo ze skałami pochodzenia lawowego powodowało, że wcześniej skały były określane jako keratofiry (Ansielewski, 1954; J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1990, 1993), paleoporfiry i porfiroidy (H. Teisseyre, 1967), bądź jako tufy i tufity (Baranowski i in., 1984). Ich prawdziwą genezę rozpoznała Pacholska (1975), która określiła je jako zmetamorfizowane piaskowce (arenity skaleniowe i arkozowe) ze śladami warstwowania krzyżowego i frakcjonalnego. Kryza i Muszyński

(1992) oraz Muszyński (1994) zdefiniowali je jako tzw. piaskowce z Gackowej zawierające dużą domieszkę przerobionego materiału wulkanogenicznego, w tym fragmenty law, bądź piroklastyków podobnych do ryodacytów z Osełki. Analiza reliktyw struktur sedimentacyjnych wykazała, że metapiaskowce powstały na zdominowanym przez sztormy szelfie kontynentalnym (Kryza i in., 1994). Pod względem geochemicznym, zawarty w metapiaskowcach materiał wulkanogeniczny ma charakter wapniowo-alkaliczny i pochodzi ze skorupy kontynentalnej (Muszyński, 1994; Furnes i in. 1994).

Metapiaskowce mają teksturę bezładną. Tam, gdzie widoczne jest warstwowanie ma ono postać smugowania (wyrażonego gradacyjną zmianą wielkości ziarna lub wzbogaceniem lamin w minerały ciemne) lub regularnej, drobnej laminacji. Skład mineralny metapiaskowców tworzą: drobnoziarnista masa złożona z kwarcu, skaleni i serycytu, w której tkwią większe ziarna kwarcu i skaleni (lokalnie w formie fenokryształów), detrytyczne węglany (miejscami obfite) i minerały akcesoryczne (cyrkon, apatyt) (Kryza, Muszyński 1992; Muszyński, 1994).

Najnowsze oznaczenia izotopowe kwarcytów wykonane metodą SHRIMP dla detrytycznych cyrkonów dały wieki z przedziału 550–750 mln lat oraz 2,0–3,4 mld lat (Kryza i in. 2007a). Wyniki te dowodzą, że materiał alimentacyjny pochodził z erozji skał neoproterozoicznych oraz paleoproterozoiczno-archaicznych. Cytowani autorzy sugerują dwa scenariusze genezy tych piaskowców. Pierwszy zakłada, że są one neoproterozoiczne (młodsze niż 550 Ma) i mogą być wiekowym ekwiwalentem szarogłazów łżyckich i stanowią przy tym element obcy, tektonicznie umiejscowiony w obrębie kaczawskiej serii paleozoicznej podczas orogenezy waryscyjskiej. Drugie rozwiązanie przyjmuje, że wyjściowe piaskowce są wczesnopaleozyczne i powstały podczas kambro-ordowickiego ryftingu z rozmywania tychże szarogłazów łżyckich. Teza ta wydaje się bardziej wiarygodna albowiem nie koliduje z przyjętymi wcześniej schematami litostratygraficznymi (np. Kryza i in., 1994), w których te wulkanogeniczne osady uznano za synsedimentacyjne wkładki pośród otaczających je maficznych law i wulkanoklastyków (zieleńców).

Zieleńce i łupki zieleńcowe stanowią dominujący typ skalny serii spilitowo-keratofirowej metamorfiku kaczawskiego. Na obszarze arkusza Wojcieszów budują dwa duże pasy wystąpień: północny należący do jednostki Świerzawy i południowy formujący trzon jednostki Bolkowa (H. Teisseyre, 1963; Kryza, 1993). Trzecie, małe skupisko wychodni należy do jednostki Przybkowic (J. H. Teisseyre, 1973). Zieleńce powstały z przeobrażenia wylewnych, podwodnych lub subaeralnych skał bazytowych, głównie grubych potoków lawowych (w tym typu law poduszkowych), rzadziej brekcji wulkanicznych i wulkanoklastyków (Narębski, 1964; Furnes i in., 1989; Kryza, Muszyński, 1992). Pierwsze interpretacje geochemiczne podnosiły ich podobieństwo do bazaltów wysp oceanicznych (Narębski, 1980; Baranowski i in., 1984). Nowsze wyniki uzyskane dla zieleńców jednostki Świerzawy i Bolkowa zlokalizowanych na omawianym terenie wykazały, że mają one charakter bazaltów przejściowych,

toleitowo-alkalicznych i alkalicznych odpowiadających bazaltom typu wewnątrzpłytkowego generowanym w środowisku inicjalnego ryftu w obrębie skorupy kontynentalnej (Narebski i in., 1986; Kryza, 1993; Furnes i in., 1994, Kryza, Muszyński, 2003). W rejonie Bolkowa (na wschód od obszaru arkusza) przechodzą one lateralnie i ku górze profilu w odmiany bazaltów subalkalicznych przypominające bazalty typu E-MORB o charakterystyce izotopów neodymu wskazującej na kontaminację materiałem skorupy kontynentalnej (Kryza, *op. cit.*).

Zieleńce masywne to przeważnie skały drobnoziarniste, zwykle afirowe, o zabarwieniu szaro-zielono-niebieskim, lokalnie z widocznymi jasnymi ziarnami skaleni lub w przypadku tzw. struktur migdałowcowych, pęcherzyków wypełnionych kalcytem lub kwarcem. Strukturę bezładną, nematogranoblastyczną lub diablastyczną tworzą podstawowe minerały: epidot, chloryty i albit pod postacią drobnokrystalicznej mozaiki lub pojedynczych większych blastów z wrostkami apatytów. W mniejszej liczbie spotyka się amfibole – pojedyncze igły lub agregaty aktynolitowe; biotyt, stłpno-melan, serycyt, kalcyt i minerały rudne: leukoksen, piryty i tytanit. Stwierdzono w nich także obecność pumpellyitu, ilmenitu i hematytu (Kryza, 1993).

Zieleńce przy dużym zaangażowaniu tektonicznym przechodzą w jasnozielonkawę łupki zieleńcowe z licznymi połyskliwymi powierzchniami foliacji. Zbudowane są ze skupień albitu, kalcytu i kwarcu poroździelanych falistymi pasemkami złożonymi z serycytu, chlorytów i epidotu oraz nielicznych amfiboli, uzupełnione akcesorycznym leukoksenem i minerałami rudnymi.

Doskonale odsłonięta sekwencja law poduszkowych i innych skał wulkanogenicznych jednostki Świerzawy widoczna jest na Górze Okole na północ od Chrośnicy (Kryza, Myszyński, 1987). W przeobrażonych lawach poduszkowych, często obserwuje się silne spłaszczanie i tektoniczne rozciągnięcie poduszek. Miejscami jednak dzięki ich charakterystycznym kształtom i ułożeniu pęcherzyków pogazowych wciąż możliwe jest ustalenie kierunku dawnego stropu i spagu. Dzięki tego typu strukturom dowiedziono, że stromo zapadające ku północy serie wulkaniczne jednostki Świerzawy zalegają w pozycji odwróconej, a płasko nachylone serie jednostki Bolkowa w pozycji normalnej (Kryza, Muszyński, 1992).

Zieleńce z jednostki Przybkowic budują kilka wkładek w obrębie fyllitów w rejonie Przybkowic (J. H. Teisseyre, 1968, 1973; J. Szalamacha, 1969; Kozdrój, 2000). Spotyka się tu zieleńce masywne, ze słabo zaznaczoną foliacją powstałe z przeobrażenia grubszych skał wylewnych jak i laminowane łupki zieleńcowe z przeławiczeniami łupków epidotowych pochodzące przypuszczalnie z tufów lub tufitów.

Dane geochemiczne dla zieleńców jednostki z Przybkowic wskazują, że pierwotnie były to bazalty/andezyty o cechach pośrednich między toleitami, a bazaltami wapniowo-alkalicznymi, co może sugerować ich genezę w środowisku łuku wulkanicznego ewentualnie w basenie przed- lub

załukowym, gdzie w powstawaniu magm bazaltowych duży jest udział komponentów pochodzących z kontaminacji skorupy kontynentalnej (Kozdrój, 2000, 2003). Inna możliwość interpretacji, to założenie, że bazyty te powstały w środowisku ensialicznego ryftu kontynentalnego. Hipotezę ta wspiera podobieństwo geochemiczne zieleńców jednostki z Przybkowic do części bazytów subalkalicznych z jednostki Bolkowa posiadających wysokie zawartości Th tłumaczone kontaminacją magm produkowanych w płytszej części skorupy kontynentalnej (Kryza, 1993).

Wiek metabazytów jak i całej asocjacji spilitowo-keratofirowej jednostki Świerzawy i Bolkowa określanej jako tzw. kompleks wulkaniczny Podgórek (Kryza, Muszyński, *op.cit*) nie jest dotychczas ustalony. Pośrednio determinuje go fakt, że w obrębie serii zieleńcowej występują wkładki wapieni wojcieszowskich wieku kambryjskiego (Gunia, 1967; Białek i in., 2007). Ł u p k i z i e l e Ń c o w e i f y l l i t y w a p n i s t e towarzyszą głównie zieleńcom i innym skałom wulkanogenicznym jednostki Świerzawy i Bolkowa, jak również zazębiają się z wapieniami wojcieszowskimi i łupkami radzimowickimi. Wydzielenie to obejmuje m.in. tzw. łupki Dobkowa i łupki z Chmielarza (zob. Baranowski i in., 1986; Baranowski, 1988; Kryza, Muszyński, 1992; Kozdrój, 1995).

Łupki zieleńcowe posiadają wybitną teksturą kierunkową wyrażoną przez regularną alternację lamin białych zbudowanych w głównej mierze z kalcytu poprzerastanego z albitem i kwarcem oraz lamin ciemnych, zielonkawych złożonych z blaszek chlorytów i serycytu, epidotu, podrzędnie leukoksenu i minerałów rudnych. Geneza laminowanej tekstury nie zawsze jest jednoznacznie oczywista. Laminacja ta została na ogół odziedziczona po rytmicznej sedymentacji węglanowo-piroklastycznej. Hipotezę te potwierdzają spotykane grubsze przeławiczenia wapieni krystalicznych (przy kontaktach z wapieniami wojcieszowskimi) lub czarnych łupków krzemionkowych (np. w rejonie Dobkowa). Część łupków zieleńcowych i fyllitów wapnistych może być produktem intensywnej deformacji ścięciowej masywnych zieleńców lub law poduszkowych prowadzących do powstania foliacji mylonitycznej i obfitej rekrytalizacji wtórnych węglanów.

W a p i e n i e i d o l o m i t y k r y s t a l i c z n e (wapienie wojcieszowskie) występują na obszarze arkusza Wojcieszów w postaci kilkunastu wystąpień, o miąższości od kilkunastu do kilkuset metrów, z których najwięcej towarzyszy seriom wulkanogenicznym jednostki Bolkowa i Świerzawy, a kilka, szczególnie w rejonie Podgórek, tkwi w obrębie ciemnych łupków radzimowickich. Jedno niewielkie wystąpienie zlokalizowane jest w południowej części masy zieleńców jednostki Dobromierza.

Według Baranowskiego i Lorenca (1981) te odizolowane ciała skał węglanowych sytuują się głównie w obrębie stropowych partii serii zieleńcowej, a nie jak wcześniej sądzono u jej podstawy (Dahlgrün 1934; H. Teisseyre, 1967). Pozycja ta wskazuje, że mają one charakter struktur typu „*carbonate buildup*”, czyli węglanowych pokryw powstałych na podmorskich elewacjach zbudowanych ze skał wulkanicznych. Wapienie znajdujące się pośród łupków radzimowickich uznano za elementy

egzotyczne, umiejscowione w nowym środowisku wskutek ruchów masowych zachodzących na skłonie dawnego zbiornika sedymentacyjnego (Baranowski, 1988).

Wiek wapieni wojcieszowskich przez długi czas pozostawał nierozstrzygnięty. Najwcześniej opisane relikty fauny obejmowały:

- pancerzowce *Silesicaris nasuta* (*Phyllocardiae*) – zbliżone do sylurskich gatunków *Ceraticaridis* i *Aristozoe* ewentualnie do dewońskich *Ptychocerus* i *Echinocaridae* (Gürich, 1929).
- koralowiec *Cambrotrypa tabulata* - wieku środkowokambryjskiego (Gunia, 1967).
- szczątki nieoznaczalnych trylobitów (Baranowski, Lorenc, 1978),
- relikty glonów *Phylloalgae* lub igieł gąbek (Lorenc, 1983) o nieznannej pozycji stratygraficznej.

Spośród wymienionych jedynie koralowiec *Cambrotrypa tabulata* (Gunia, 1967) miał wskazywać na ewentualny kambryjski wiek wapieni wojcieszowskich. Pogląd ten został zakwestionowany znalezieniem w wapieniach z kamieniołomów na Górze Połom w Wojcieszowie oraz w Lipie (stanowisko zlokalizowane na obszarze arkusza Bolków) szczątków igieł gąbek, fragmentów kości ryb oraz licznych otwornic (m.in. *Sorosphaera*, *Psammoshaera*, *Saccamina* spp.) wskazujących, że wiek wapieni nie może być starszy niż górny ordowik–sylur (Skowronek, Steffahn, 2000). Jednak najnowsze odkrycia archeocyatów z wapieni wojcieszowskich, w odsłonięciach zlokalizowanych w okolicy Wojcieszowa dokumentują z całą pewnością ich przynależność do dolnego kambru (Białek i in., 2007). Dodatkowo, badania geochronologiczne wykonane dla otaczających wapienie skał wulkanicznych, ograniczają pośrednio wiek wapieni na przedział od dolnego kambru po środkowy ordowik (Kozdrój i in., 2006, 2007; Kryza i in., 2007a, b).

W wapieniach wojcieszowskich wyróżnia się dwie główne odmiany: wapienie jasne i ciemne, definiowane wcześniej jako piętra (H. Teisseyre, 1963, 1967; Świętnicka-Goldsztejn, 1985), które generalnie odpowiadają podziałowi na dwa kompleksy zastosowanemu przez Lorenca (1983). Pierwszy kompleks reprezentują przeważnie jasne wapienie i dolomity deponowane w środowisku płytkowodnym, a drugi kompleks – odmiany ciemne, osadzone w środowisku bardziej głębokowodnym. Na podstawie cech teksturalnych i reliktyw struktur sedymentacyjnych Lorenc (*op.cit.*) wyróżnił w obu kompleksach kilka litotypów odpowiadających różnym warunkom sedymentacji.

Jako niewielkie wkładki w osadach węglanowych spotyka się fyllity – przeobrażone osady ilaste i ilasto-mułowcowe lub tufy i tufity („czerwone łupki”) oraz metaczerty. Marmury przecinane są też przez dajki masywnych zieleńców (np. w kamieniołomie „Silesia” i „Połom”) lub metaryolitów („Mysłów–Osełka”). Kontakty wapieni z serią wulkanogeniczną mają zwykle charakter przejść sedymentacyjnych poprzez serię silnie wapnistych łupków zieleńcowych określonej jako łupki z Dobkowa i łupki z Chmielarza o nieustalonej pozycji stratygraficznej (Kryza, Muszyński, 1992).

Najczęściej spotykaną na tym obszarze odmianą skał węglanowych są jasne marmury (litotyp A), którym towarzyszą jasne dolomity zwłaszcza w środkowych partiach nieczynnych kamieniołomów „Gruszka” i „Mysłów–Osełka”. Litotyp (A) tworzą przeważnie masywne, gruboławicowe marmury (powyżej 0,5 m) o barwie białej, jasnopopielatej, siwej, siwoniebieskiej, beżowej lub różowej. Powszechne jest w nich smugowanie wyrażone obecnością cienkich brunatno-czarnych warstewek węglanowo-serycytowych z rozproszonym pigmentem żelazistym. Warstewki te mają czasami postać stylolitów. Marmury odznaczają się strukturą średnio- i grubokrystaliczną, bezładną, granoblastyczną złożoną z ziaren kalcytu o zarysach izometrycznych i niewielkiej domieszki detrytycznego kwarcu. Zastępowanie kalcytu dolomitem ma lokalnie szerszy zasięg i obejmuje kilkunastometrowe, brunatno zabarwione nieregularne strefy. Świętnicka-Goldsztein (1985) uważa je za przejawy waryscyjskiej dolomitacji hydrotermalnej. Towarzyszy jej również powstawanie gniazd grubokrystalicznego kwarcu.

Dolomity krystaliczne są jasnoszare, żółtawe lub szarobrunatne i składają się z pierwotnych laminek o grubości 3–4 mm zbudowanych z blastów dolomitów przegradzanych cieńszymi warstewkami składającymi się z mieszaniny ziarn dolomitu, kalcytu, kwarcu, łuseczek serycytu i pigmentu żelazistego. W dolomitach spotyka się relikty struktur sedymentacyjnych, takie jak: szczeliny z wysychania, kopułki stromalitowe, struktury grudkowe i tzw. „ptasie oczka” (Lorenc, 1983). Ciemne wapienie i dolomity krystaliczne mają mniejsze rozprzestrzenienie i odznaczają się mniejszą grubością ławic niż odmiany jasne.

W wapieniach zauważa się przejawy silnego sfałdowania i przemian dynamometamorficznych. Widoczna makroskopowo drobna laminacja jest strukturą natury tektonicznej o charakterze foliacji mylonitycznej powstałej wskutek deformacji masywnych lub grubolaminowanych wapieni. Wapienie wojcieszowskie odznaczają się intensywnym spękaniami i dużą szczelinowatością. Część szczelin wypełniają żyły ryolitowe oraz „szczotki” grubokrystalicznego kalcytu i neogenicznego kwarcu związane z karbońską lub permską działalnością hydrotermalną. Z młodszym wietrzeniem i krążeniem wód powierzchniowych związane są liczne zjawiska krasowe. Szereg jaskiń, niektóre z bogatą szatą naciekową rozpoznano w masywie Góry Połom (Pulina, 1957). Część z nich, w wyniku trwającej eksploatacji wapieni w kamieniołomie „Połom”, została zniszczona.

M e t a r y o l i t y występują w formie nieregularnych ciał wśród skał zieleńcowych i lokalnie na ich pograniczu z wapieniami wojcieszowskimi. Odpowiadają wcześniej używanym nazwom paleoporfiry i porfiroidy (H. Teisseyre, 1967). Na obszarze arkusza Dziwiszów (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1990, 1993) zostały włączone do wydzielenia „keratofiry masywne i złupkowane”. Na obszarze arkusza Wojcieszów zostały one przedstawione zgodnie z klasyfikacją i rozprzestrzenieniem przedstawionym w pracach Kryzy i Muszyńskiego (1992) i Muszyńskiego (1994), gdzie zdefiniowane zostały jako tzw. zespół ryodacytów Oselki. Badania geochemiczne wykazały, że skały te nie

są genetycznie związane z dyferencjacją skał bazytowych lecz reprezentują produkty częściowego topienia materiału skorupy kontynentalnej, ewentualnie są bardzo silnie kontaminowane przez ten materiał (Muszyński, 1994; Furnes i in., 1994).

Metaryolity (metaryodacyty) są skałami afanitowymi lub drobnoziarnistymi, barwy białej, żółtej lub zielonkawej, powstałymi z kwaśnych law, spływów piroklastycznych lub opadów popiołowych (Muszyński, 1994). Na lawową genezę wskazuje zachowana w partiach słabiej odkształconych, masywna tekstura i obecność fenokryształów kwarcu i skaleni potasowych, natomiast w przypadku genezy piroklastycznej widoczna warstewkowa zmienność uziarnienia i mineralna oraz obecność drobnych odłamków lawowych lub indywidualnych krystaloklastów. Odmiany masywne z fenokryształami mogą również reprezentować subwulkaniczne ciała intruzywne.

Metaryolity dynamicznie odkształcone posiadają teksturę laminarno-soczewkową pociętą siecią srebrzyście połyskujących powierzchniach foliacji. W przypadku bardzo silnej mylonityzacji mają one postać drobnolaminowanych łupków kwarcowo-skaleniowych, w których laminacja podkreślona jest przez obecność laminek chlorytowo-serycytowych. W złupkowanych metaryodacytach zaznacza się fałdowanie, kliważ osiowy i miejscami wtórna foliacja metamorficzna.

Badania izotopowe dowodzą, że metaryodacyty są wieku kambryjskiego. Dla próby z rejonu na zachód od Chrońnicy (tuż poza granicami obszaru arkusza Wojcieszów) uzyskano rezultat $540,8 \pm 5,6$ mln lat (cyrkon, Pb–Pb: Kozdrój i in., 2006), natomiast dla próby z Góry Osełka $502,4 \pm 2,6$ mln lat (cyrkon, SHRIMP: Kryza i in., 2007b). Kambryjski wiek metaryodacytów Osełki, których wykształcenie i pozycja w obrębie masywnych zieleńców sugeruje ich pierwotnie lawowy, piroklastyczny lub intruzyjny charakter, konsekwentnie dowodzi, że także goszczące je zieleńce muszą być starsze lub podobnego wieku.

4. Ordowik

M e t a t r a c h i t y występują w jednostce Świerzawy i Bolkowa w postaci przeobrażonych law i towarzyszących im wulkanoklastyków, opisanych łącznie jako tzw. zespół metatrachitów z Lubrzy osiągający miejscami miąższość do 500 m (Kryza i Muszyński 1992; Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994). Termin ten odpowiada wcześniej używanym dla tych skał nazwom: keratofiry i felzokeratofiry, paleoryolity i paleotrachity alkaliczne (m.in. Ansilewski, 1954; H. Teissere, 1967; Piotrowski, 1988). Pod względem geochemicznym metatrachity są określane jako alkaliczny zespół bimodalny, w którym występują zarówno lawy kwaśne (typu pantellerytów) jak i zasadowe (bazaltów alkalicznych) przy generalnej przewadze trachitów (Kryza, Muszyński 1992; Kryza, 1993; Muszyński, 1994, Furnes i in., 1994). Człony najbardziej maficzne wykazują przy tym duże pokrewieństwo z grupą

bazaltów alkalicznych, opisanych niżej jako diabazy, co wskazuje na podobne dla obu, płaszczowe źródło magm.

Wiek metatrachitów nie jest dokładnie ustalony. Datowania radiometryczne próbek z Góry Marciniac z wynikiem 511 ± 30 mln lat (cyrkon, Pb/U, Ch. Pin. *vide* Baranowski i in., 1990). wyznaczyło ich wiek na kambr (jednakże z dużą granicą błędu). Ostatnie, bardziej wiarygodne oznaczenia izotopowe cyrkonów wykonane metodą SHRIMP: $485,7 \pm 1,6$ mln lat (próba z Góry Lubrza: Kryza i in., 2007b) i $468 \pm 3,1$ mln lat (próba z Góry Karczmisko, Kozdrój i in., 2007) wskazują na wiek ekstruzji trachitów od wczesnego po środkowy ordowik.

Zdaniem Muszyńskiego (1994) lawy trachitowe, spotykane na tym terenie w rejonie Chrońnicy i Góry Lubrza, tworzą w większości płytkie intruzje o charakterze kopuł w otaczających sedymentach, a obserwowane w nich struktury „pseudopoduszkowe” powstały wskutek kontaktu gorącej magmy z mokrymi osadami. Zauważa się przy tym stopniowe przejścia od trachitów masywnych w centrum intruzji do odmian „pseudopuklistych”, brekcjowatych i złupkowanych na jej brzegach. Tylko nieliczne wystąpienia, np. na Stożnej, Okrajku, i Lubrzy, z wyraźnymi strukturami fluidalnymi można zakwalifikować jako typowe potoki lawowe. Na obszarze arkusza Wojcieszów zostały zaznaczone tylko największe ciała metatrachitów lawowych.

Metatrachity masywne, odznaczają się strukturą afanitową i szerokim spektrum barw, od szaroróżowej przez jasnoczerwoną, różowofioletową do brązowej, a nawet czarnej, co w dużej mierze odpowiada geochemicznemu uszeregowaniu law od kwaśnych do zasadowych. W jasnych odmianach zaznaczają się faliście przecinające skałę ciemne smużki żelaziste o grubości do 2 cm. Metatrachity makroskopowo drobnoziarniste i afanitowe pod mikroskopem wykazują struktury porfirowate, trachitowe i intersertalne, w których rolę fenokryształów pełnią skaleni (albit i mikroklin), rzadziej kwarc. Tło skalne wypełnia drobnokrystaliczna mieszanina skaleni, kwarcu, serycytu, epidotów, tlenków żelaza, leukoksenu, apatytów i cyrkonu. Z innych minerałów opisano także drobne igiełki alkalicznych piroksenów (egiryn) i amfiboli (magnezio-rybeckit) oraz wyjątkowo jadeit, występujący jako wrostki wewnątrz fenokryształów albitu (Muszyński, Kryza, 1993; Muszyński, 1994). Struktury „pseudopoduszkowe” wyrażają się obecnością spłaszczonych, elipsoidalnych, bądź owalnych form o rozmiarach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów wyróżniającymi się jako jaśniejsze, masywniejsze „plamy” otoczone szaro-zielono-fioletową drobnoziarnistą masą pochodzenia tufowego zawierającą większe enklawy krzemionkowe zabarwione czerwonym hematytem. Niektóre partie law trachitowych silniej zdeformowane dynamicznie mają charakter smugowanych skał blastomylonitycznych.

Metatrachity laminowane z wkładkami łupków krzemionkowych i fylitów. Odmiany lawowe metatrachitów Lubrzy zająbiają się z utworami powstałymi z wielo-

barwnych (ciemnozielone, szare, czarne lub fioletowe) wulkanoklastyków odznaczających się dużym zróżnicowaniem teksturalnym i genetycznym (Piotrowski, 1988; Kryza, Muszyński 1992; Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994). Na podstawie reliktyw struktur sedymentacyjnych stwierdzono, że ich utworami wyjściowymi były: (1) wulkaniczne zlepieńce (z klastami lawowymi dochodzącymi do 35 cm średnicy), piaskowce, mułowce i iłowce deponowane jako podmorskie, turbulentyne spływy grawitacyjne, (2) spływy popiołowe typu ignimbrytów oraz (3) potoki piroklastyczne, miejscami o charakterze subarealnym (Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994). Z uwagi na zróżnicowanie składu klastów wulkanoklastyki podzielono na: polilityczne (wieloskładnikowe, zawierające fragmenty jasnych, kwaśnych skał wulkanicznych, czarnych skał obojętnych i zasadowych, oraz klasty wulkanicznych mułowców i piaskowców), monolityczne (jednoskładnikowe) i skały bogate w kryształy (Awdankiewicz, *op.cit.*, Muszyński, *op.cit.*). Wśród skał wulkanoklastycznych pojawiają się również wkładki czarnych łupków krzemionkowych i szarych fyllitów. Metawulkanoklastyki tego typu z rejonu Bolkowa (poza granicami obszaru arkusza Wojcieszów) lokalnie kontaktują lub nawet przeławicają się z czarnymi łupkami ilastymi i litydami (Haydukiewicz, 1987a; Awdankiewicz, 1992; Muszyński, 1994), które miejscami zawierają sylurskie graptolity (Kornaś, 1974 a, 1977).

Na arkuszu Wojcieszów wulkanoklastyki trachitowe osiągają miąższość do 400 m. Najczęściej spotykaną odmianą są tu drobnoziarniste, metatufity trachitowe – skały zawsze złupkowane, o wyraźnej laminacji, zazwyczaj od 1 mm do 0,5 cm (maksymalnie do 2 cm). W rejonie gór Okole i Marciniec oraz w Wojcieszowie spotyka się partie zlepieńcowate z rozproszonymi fragmentami law.

Metawulkanity trachitowe zbudowane są głównie z drobnoziarnistej masy kwarcu, albitu (często ulegającego serycytyzacji), serycytu, chlorytów, minerałów rudnych (zwłaszcza tytanitu) i minerałów nieprzezroczystych. Spotyka się też nagromadzenia zielonego biotyту i muskowitu (zwłaszcza w pobliżu ciał lawowych) oraz węglanów. Lokalnie występuje cyrkon, a sporadycznie stiptomelan i niebieskie amfibole (Muszyński, 1994).

Fyllity kwarcowo-serycytowe, miejscami łupki kwarcowo-skaleńcowe (metapiaskowce, metamułowce i metaiłowce) są litologicznie zbliżone do monotonnego, przypominającego fację fliszową zespołu metałupków i fyllitów, któremu przypisuje się wiek ordowicki (Baranowski, 1975; Baranowski i in., 1986; Haydukiewicz, 1987a). Na obszarze arkusza Wojcieszów duże wystąpienia szarych łupków i fyllitów koncentrują się w części północnej, gdzie tworzą spągowe partie jednostki Świerzawy (Cwojdzński, Kozdrój, 1994; Kozdrój, 1995). Niewielkie wychodnie spotyka się w jednostce Bolkowa i w zieleńcach jednostki Dobromierza. Do wydzielenia tego można też włączyć fyllity występujące na południe od doliny Bobru w rejonie Przybkowic sąsiadujące z metamorfikiem Rudaw Janowickich (J.H. Teisseyre, 1968, 1973). W skałach tych nie znaleziono do tej pory na opisywanym terenie żadnych szczątków faunistycznych.

Ich przypuszczalny ordowicki wiek wywodzi się z podobieństwa do udokumentowanych wystąpień (poza obszarem arkusza) z jednostki Rzeszówka (Baranowski, Urbanek, 1972; Urbanek, 1977).

Fyllity powstałe z przeobrażenia mułowców i piaskowców wykazują zwykle laminację o miąższości 1–3 mm. Zdarzają się też pojedyncze, jednolite warstwy do kilkunastu cm grubości. W stanie świeżym są one szaro-białe, często, wskutek zwietrzenia, przyjmują barwę jasnobrązową lub żółtawą. Wśród fyllitów wywodzących się z ilowców pojawiają się odmiany bardzo drobnoziarniste, czarne, z niewielką domieszką substancji węglistej. Fyllity są zwykle laminowane, zbudowane z ciemniejszych warstewek ilastych i jaśniejszych, mułkowych, bądź nielaminowane odznaczające się jedynie liściastą oddzielnością. Laminacja ma charakter równoległego warstwowania sedymentacyjnego, lokalnie intensywnie zaburzonego przez drobne fałdki konwolutive.

Obserwowana w odsłonięciach główna foliacja metamorficzna nakłada się zwykle na laminację sedymentacyjną, lecz niekiedy są to powierzchnie względem siebie skośne. Foliacja często jest zafałdowana i przecięta przez towarzyszące powierzchnie wtórnego złupkowania krenulacyjnego (kliważu osiowego).

Charakterystyczną cechą łupków jest występowanie na powierzchniach foliacji blaszek łuszczyków, najprawdopodobniej jeszcze detrytycznego pochodzenia. Powierzchnie foliacji metamorficznej w fyllitach są gładkie i matowe, niekiedy także połyskliwe.

Szkielet ziarnowy łupków tworzą słabo obtoczone drobiny kwarcu, serycytu (rzadziej muskowitu), skalenie, nieprzezroczyste skupienia żelaziste i minerały ciężkie – cyrkon, rutyl i ilmenit. Te drobnoziarniste skały ze względu na słabą dojrzałość sklasyfikowano jako waki lityczne i subarkozowe (Baranowski i in., 1986).

Szare fyllity i łupki z rejonu Przybkowic powstały głównie z piaskowców i szarogłazów (J. Teisseyre, 1968, 1973; J. Szałamacha, 1969). Są to skały szare, wyraźnie laminowane, ze srebrzysto połyskującymi powierzchniami foliacji zbudowanymi z jasnego łuszczyka (serycytu) i chlorytów. Jasne laminki klastyczne zawierają głównie kwarc i plagioklasy, rzadziej występują skalenie potasowe, blastyczne epidoty i cyrkon. J. Szałamacha (1969) opisał partie fyllitów z większą domieszką grafitu. Utwory te są często sfałdowane i przecięte wtórnym kliważem krenulacyjnym.

Łupki kwarcytowe i kwarcyty, lokalnie gruboziarniste. Na południe od Dobkowa, wśród wyżej opisanych łupków i fyllitów pojawiają się rzadkie, do kilkunastu centymetrów grubości warstwy, w których ziarna detrytyczne mają rozmiary 0,3–1 mm. Są to łupki kwarcytowe i kwarcyty drobnoziarniste o zlewnej, masywnej strukturze. Pojedyncze ławice o klastach od 1 do 4 mm można określić jako kwarcyty gruboziarniste, podobne do znanych z literatury pod nazwą kwarcytów z Tarczyna (Łącka, 1972). W sensie sedymentologicznym są to waki kwarcowe zbudowane w ponad 90% z dobrze wysortowanych ziaren kwarcu, często spłaszczonych wskutek nacisków tektonicznych.

W kwarcytach z Tarczyna zlokalizowanych w jednostce Wlenia (na zachód terenu badań) stwierdzono relikty flory i bardzo źle zachowanej fauny szkieletowej (m.in. Radiolaria, Porifera, Archaeogastropoda, Brachiopoda), której wiek można w przybliżeniu określić jedynie jako nie starszy niż kambr (Gunia, 2000). Zdaniem Brausego (1965) i Hirschmanna (1966) kwarcyty z Tarczyna przypominają łużyckie kwarcyty wieku dewońskiego.

Fyllity (metamułowce i metaiłowce, lokalnie metatufity) występują w kilku niewielkich płatach wychodni: w okolicy Dobkowa i Janochowa. Są to skały cienkolaminowane, zielonkawe, przeławicane wkładkami łupków fioletowych tufitowego pochodzenia. Są miejscami intensywnie sfałdowane i tektonicznie ścinane. Skład mineralny tworzą: detrytyczny kwarc (frakcji 0,01–0,1 mm), serycyt, albit oraz chloryty, rzadziej węglany, a z minerałów akcesorycznych – magnetyt. Fioletowe zabarwienie części łupków jest wynikiem rozkładu magnetytu, podczas którego następowało wydzielenie się hematytu i uwodnionych tlenków żelaza impregnujących następnie całą masę skalną lub wytrączanych tylko na powierzchniach złupkowania i spękań.

Fyllity pstre pojawiają się przeważnie w strefach granicznych szarych łupków i fyllitów z kompleksem wulkanicznym (Haydukiewicz, Urbanek, 1986; Haydukiewicz, 1987a). W dolinie Kamienika w jednostce Rzeszówka (na północ od terenu arkusza Wojcieszów) w zespole tym, w drobnych interkalacjach cienkoławicowych wapieni syderytowych, stwierdzono redeponowane konodonty wieku dolno- i środkowoordowickiego (Baranowski, Urbanek, 1972; Urbanek i in., 1977; Froehlich i in., 1991) skąd można wnioskować, że czas właściwej sedymentacji owego zespołu mógł być środkowo- lub górnordowicki.

D i a b a z y . Są to subwulkaniczne, zielono-niebieskawe skały występujące głównie w szarych łupkach i fyllitach jednostki Świerzawy w formie rozproszonych, drobnych ciał o miąższości do 50 m. Lokalnie ich szeregowe ułożenie, zgodne z główną foliacją w otaczających fyllitach, wskazuje, że mogą to być rozczłonkowane tektonicznie sille. Badania geochemiczne wykazały, że skały te określane jako „płytkie intruzje metabazytów” pochodzą z zasadowych, wewnątrzpłytowych magm alkalicznych charakterystycznych dla środowiska inicjalnego ryftu (Kryza, 1993; Furnes i in., 1994; Kryza, Muszyński, 2003).

Podobnie jak otaczające je osady, diabazy przypisano wiekowo do ordowiku (Kryza, Muszyński, 1992; Kryza, 1993). Niemniej biorąc pod uwagę, że identyczne pod względem geochemicznym dajki bazytów z metamorfiku izerskiego zostały izotopowo datowane na około 403 mln lat (Żelaźniewicz i in., 2003) zachodzi uzasadnione przypuszczenie, że także diabazy z Gór Kaczawskich przynajmniej w części mogą być wieku dewońskiego. Tezę tę potwierdza obecność diabazów pośród łupków dewońskich w okolicy Lubania Śl. (Chorowska i in., 1981).

Na obszarze arkusza Wojcieszów wśród diabazów spotyka się odmiany grubokrystaliczne, porfirowate wyróżniające się obecnością czarnych fenokryształów piroksenów (augitów) oraz odmiany średnio- i drobnokrystaliczne pozbawione większych prakryształów. Największe pirokseny o rozmiarach nawet do 3 cm występują w centralnych partiach intruzji i sukcesywnie maleją ku jej brzegom. Podstawowy skład mineralny diabazów porfirowatych tworzą poza piroksenem: zielony chloryt, albit; serycyt oraz kilka rodzajów amfiboli. Drugorzędnymi składnikami diabazów są: epidoty, minerały rudne (magnetyt), biotyt, kalcyt i stilpnomelan. Wśród amfiboli zauważa się lokalnie ich czasowe następstwo, polegające na zastępowaniu najstarszego czerwono-brunatnego kersutytu przez jasnoniebieskie amfibole i tytanit, a te z kolei przez zonalny glaukofan i na końcu przez jasnozieloną, barroizytową hornblendę. Relacje te dokumentują kolejne epizody ewolucyjne od etapu magmowego przez etap wysokociśnieniowy po metamorfizm regionalny niskiego do średniego stopnia przy umiarkowanym ciśnieniu (Kryza, Muszyński, 1987, 1988; Kryza i in., 1990).

Diabazy średnio- i drobnokrystaliczne są masywne, bezkierunkowe lub lekko złupkowane i nie zawierają porfiroblastów piroksenów. Mają równoziarnistą, lepido- i nematogranoblastyczną strukturę, a ich skład mineralny tworzą: amfibole niebieskie i brązowe (krossyt), hornblenda zielona, biotyt, kalcyt, albit, chloryty, epidot lub klinozoizyt, tytanit, apatyty oraz sporadycznie muskowit i kwarc. Z minerałów rudnych napotkano piryt, ilmenit i tytanit. Diabazy te są często pocięte przez żyły kalcytowo-kwarcowe zawierające zielone skupienia chlorytowo-epidotowe.

5. Sylur

Zieleńce i łupki zieleńcowe występują w dużej, zwartej masie w Górach Ołowianych położonych bezpośrednio na północ od przełomu Bobru, gdzie stanowią zachodnią część jednostki Dobromierza. Drugie, małe wystąpienie na północ od rowu Świerzawy należy do jednostki Jakuszowej. Korelacja obu wystąpień opiera się na założeniu ich przynależności do jednej, wspólnej jednostki płaszczowinowej przykrywającej jednostki Świerzawy i Bolkowa (Oberc, 1982). Pokrewieństwo to potwierdzają także badania geochemiczne, które dowodzą ich pochodzenia z głębokomorskich metabazaltów typu E- i N-MORB powstałych w środowisku dojrzałego ryftu w obrębie skorupy oceanicznej (Furnes i in., 1994; Kryza, Muszyński, 2003). Sugerowany wiek sylurski tych mas opiera się na fakcie, że zieleńce jednostki Jakuszowej podścielane są przez metasedymenty uważane za ordowickie, a w ich stropie występują lokalnie łupki graptolitowe dolnego syluru (Schwarzbach, 1939; Jerzmański, 1965, 1969; Haydukiewicz, 1987a). W Górach Ołowianych dominującą odmianą są laminowane łupki zieleńcowe, które zazębiają się z zieleńcami masywnymi przechodzącymi w zieleńce silnie złupkowane (J. H. Teisseyre, 1968; J. Szałamacha, 1969). Wymienione typy skalne tworzą w terenie gęste przeławicenia i ich kartograficzne rozdzielanie jest nie możliwe.

Łupki zieleńcowe, odznaczające się ciągłą laminacją z wyraźnym podziałem na subtelne laminki jasne i ciemne, powstały z przeobrażenia bazytowych tufów i tufitów. Jasne laminki zbudowane są z kwarcu, kalcytu i albitu, a ciemne tworzą głównie minerały grupy chlorytów i epidotu z pojedynczymi ziarnami kwarcu i albitu, którym towarzyszą minerały akcesoryczne: tlenki żelaza, leukoksen i węglany.

Zieleńce silnie złupkowane powstały z dynamicznej transformacji bazytów masywnych formujących pierwotne potoki lawowe lub drobne ciała intruzywne typu dajek lub sillii. Struktury wyjściowych skał magmowych zachowały się, w zależności od stopnia mylonityzacji, w formie większych partii widocznych w skali odsłonięcia lub w przypadku cienkolaminowanych mylonitów lub ultramylonitów jako drobne, soczewkowate relikty widoczne tylko pod mikroskopem. J. H. Teisseyre (1968) te zmienione skały wulkaniczne określił jako: metadiabazy (zawierają relikty struktur ofitowych z kryształami pierwotnych piroksenów – augitów), metaandezyty i dacyty (z trachitowym tłem skalnym i porfirokryształami oligoklazów) oraz wyjątkowo metabazalty (z relikdami struktur migdałowcowych i pierwotnego augitu). Powierzchnie foliacji metamorficznej, wzdłuż których zachodziła deformacja skał zbudowane są chlorytów (penninu), serycytu, epidotu i leukoksenu oraz często podkreślone białymi pasemkami kalcytowymi.

Zieleńce należące do jednostki Jakuszowej są zwięzłe, drobnoziarniste i afirowe. Powstały z grubych potoków lawowych. Miejscami spotyka się w nich struktury migdałowcowe – owalne, gęsto rozmieszczone białe pęcherzyki wypełnione kalcytem lub kwarcem.

Łupki grafitowe (metałowce) łupki krzemionkowe i lidyty (łupki graptolitowe) nie tworzą na omawianym terenie naturalnych odsłonień, lecz pojawiają się zazwyczaj w formie czarno zabarwionej zwietrzliny i rumoszu znaczącego drobne płyty wychodni pośród skał wulkanogenicznych, łupków radzimowickich oraz w obrębie łupków uważanych za tło melanżu z Janówka, którego mały fragment znajduje się w północno-zachodniej części terenu.

W skali całego metamorfiku Gór Kaczawskich utwory syluru choć niewielkiej, sięgającej kilkunaśtu, maksymalnie kilkudziesięciu metrów miąższości, dzięki licznym znaleziskom graptolitów (miejscami towarzyszą im radiolarie) są ogniwem w miarę dobrze rozpoznany pod względem biostratygraficznym (m.in. Hundt, 1922; Schwarzbach, 1939; Kornaś, 1974a, b, c, 1975, 1977; Chorowska i in., 1981). Na obszarze arkusza Wojcieszów tylko w jednym miejscu pośród ciemnych łupków melanżu z Janówka znaleziono łupki syluru zawierające graptolity dolnego landoweru (Kornaś, 1974a). Opisano tu m.in. następujące rodzaje: *Climacograptus scalaris*, *Pristiograptus cf. incommodus*, *Demirastrites cf. pectinatus*, *D. triangulatus vaitzheinensis*, *D. denticulatus*, *Rastrites peregrinus*, *R. approximatus*, *R. rastrum*, *Monoclimacis crenularis*. W innym stanowisku w Janówku położonym tuż poza granicami obszaru zostały zidentyfikowane graptolity górnego landoweru (Kornaś, 1974a, 1975).

Omawiane skały obejmują wzajemnie się przeławicające odmiany litologiczne: czarne, bardzo drobnoziarniste łupki ilaste z dużą domieszką grafitu, o liściastej oddzielności i drobnolaminowane lub jasnoszare łupki krzemionkowe (metalidyty) o płyciastej oddzielności, przechodzące miejscami w grubsze, masywniejsze warstewki i ławice drobnoziarnistych kwarcytów lokalnie wzbogaconych w ziarna skaleni. Lidyty zbudowane są z laminek silnie zrekrystalizowanej mozaiki kwarcowej przetykanej łuseczkami serycytu i pigmentem grafitowym. Gęsta jest sieć rozgałęziających się żyłek i gniazd białego kwarcu. Miejscami pojawiają się wewnątrzławicowe strefy brekcji o ostrokrawędzistych okruchach spojonych wtórną krzemionką. Kontrast reologiczny poszczególnych odmian spowodował, że w partiach objętych intensywnym sfałdowaniem i ścinaniem ciągłość ławic uległa zaburzeniom przejawiającym się rozerwaniem powierzchni stratyfikacji, rozwojem drzazgowatej łupliwości i powstaniem struktur budinażowych (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1993).

6. Sylur–karbon (?)

a. Sylur–karbon dolny (?)

Fyllity serycytowo-kwarcowe i chlorytowo-albitowe, lokalnie grafitowe (łupki radzimowickie). Łupki radzimowickie tworzą duży, przebiegający przez cały teren, od Chrośnicy na zachodzie po Mysłów na wschodzie, pas wychodni o szerokości 1–2 km. Zajmują one pozycję pomiędzy seriami wulkanogenicznymi i wapieniami wojcieszowskimi należącymi do jednostek Świerzawy i Bolkowa. Ich dzisiejsza miąższość sięgająca ponad 1000 m, została zwielokrotniona przez procesy tektoniczne. Otwór wiertniczy Wojcieszów IG 1 (otw.15) osiągnął 790 m głębokości, lecz ich nie przebił (Frąckiewicz, 1965).

Pozycja stratygraficzna łupków radzimowickich jest wciąż dyskusyjna. Przez długi czas były one uważane za najstarsze, górnoproterozoiczne ogniwo metamorfiku kaczawskiego (H. Teisseyre, 1963, 1967; Oberc, Oberc-Dziedzic, 1972, Oberc, 1982), choć przypisywano im także wiek paleozoiczny: ordowicki (Oberc, 1966) lub dolnosylurski (Narębski, 1964). Znalezienie koła Wojcieszowa szczątki eukonodontów odpowiadające rzędowi *Conodontophorida* pozwoliły jedynie wykluczyć wiek proterozoiczny i określić dolną granicę wiekową łupków radzimowickich na późny kambr lub wczesny ordowik (Urbanek, Baranowski, 1986). Kontakty łupków ze skałami otoczenia są z reguły niewidoczne. Według jednej z opinii (H. Teisseyre, 1963, 1967; Szałamacha i Szałamacha 1993; Kozdrój, 1995) granice łupków radzimowickich z łupkami zieleńcowymi i wapieniami wojcieszowskimi miały pierwotnie charakter przejścia sedymentacyjnego. Część badaczy sądzi, że mają one charakter nasunięć lub uskoków i traktuje łupki radzimowickie jako osobną jednostkę tektoniczną, stanowiącą element obcy w stosunku do skał ościennych, zbudowany z utworów wieku dolnokarbońskiego

(Baranowski, 1988; Baranowski i in. 1990; Kryza i Muszyński, 1992; Furnes i in., 1994). Przyjęty dla łupków radzimowickich wiek od syluru po dolny karbon jest bardzo niepewny i wymaga dalszych prac badawczych.

Zasadniczą masę łupków radzimowickich stanowią ciemne fyllity kwarcowo-serycytowo-chlorytowo-albitowe, lokalnie grafitowe, zawierające wkładki czarnych kwarcytów. Według Baranowskiego (1988) ich utworami wyjściowymi były turbidytowe osady mułowcowe deponowane przez prądy zawieszinowe i przeławicane utworami facji hemipelagicznej i pelagicznej. Spotyka się w niej przeławicenia innych litofacji: grubolaminowanych mułowców pylastych, drobnoziarnistych piaskowców (wak kwarcowych), średnio- i gruboziarnistych piaskowców (wak litycznych i skalenio- wych), łupków krzemionkowych (lidyków) i grafitowych, osadów chaotycznych, brekcji sedymentacyjnych oraz żółto-zielonkawych, laminowanych zasadowych tufitów. W metamułowcach pojawiają się także grubsze ławice laminowanych lub masywnych czarnych kwarcytów (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1993) oraz większe wkładki łupków grafitowych i lidyków, które zostały osobno wydzielone na mapie i opisane jako utwory sylurskie. Niewielkie ciała jasnych wapieni i zieleńców tkwiące w łupkach radzimowickich są obce dla ich środowiska sedymentacyjnego i stanowią przypuszczalnie bloki ześlizgowe. Asocjacja facjalna łupków wskazuje, że były one deponowane w środowisku porównywalnym ze środowiskiem basenu zbocza rowu oceanicznego (Baranowski, 1988).

Łupki radzimowickie odznaczają się najwyższym spośród serii metaosadowych Gór Kaczawskich stopniem deformacji i przemian metamorficznych. Liczne są w nich przejawy fałdowania, mylonityzacji, postkinematycznej rekrytalizacji, blastezy albitowej i sylifikacji, które miejscami całkowicie zatarły pierwotne cechy skał osadowych.

7. K a r b o n

Perydotyty występują jedynie na górze Popiel koło Janowic Wielkich w pobliżu granicy tektonicznej między wschodnią osłoną granitów Karkonoszy, a metamorfikiem kaczawskim. Od południowego wschodu są one intrudowane przez granity karkonoskie. Intersekcyjny zarys wychodni perydotytów sugeruje, iż stanowią one pień magmowy przebijający otaczający kompleks metamorfiku Rudaw Janowickich. Ich pozycja tektoniczna i wiek nie są dotychczas wyjaśnione, chociaż nie ulega wątpliwości, że należą do osłony granitów Karkonoszy. Z petrograficznego punktu widzenia są to zamifbolityzowane harzburgity nie wykazujące objawów deformacji, a więc podeformacyjne w stosunku do kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich. Zgodnie z wynikami badań geochemicznych i izotopowych (Ilnicki, Bachliński, 1999) głębłym źródłem tych skał był zubożony płaszcz z udziałem procesów kontaminacyjnych podczas podnoszenia się magm.

a. Karbon dolny

Fyllity (metałowce i metamułowce, lokalnie metapiaskowce). W północno-zachodniej części terenu występuje kilkukilometrowej długości wychodnia fyllitów stanowiących tło tzw. melanżu z Janówka, którego zasadnicza masa rozciąga się na zachód od granic obszaru i wchodzi w skład jednostki Wlenia (Haydukiewicz, 1987b; J. Szałamacha i M. Szałamacha, 1993). Według Haydukiewicza (*op.cit*) spągowa część melanżu z Janówka skośnie ścina występujące w podłożu struktury fałdowe. Wiek wypełniających melanż sedymentów jest nieznany, przypuszczalnie dolnokarboński, choć obecność dewonu nie jest wykluczona. Opisane wcześniej dolnosylurskie łupki graptolitowe (Kornaś, 1974a) tworzą w melanżu większe bloki.

Zasadniczą masę (tło=matrix) melanżu z Janówka budują różne, zazębiające się odmiany ciemnych fyllitów – metałowców i metamułowców, miejscami czarnych, przy dużej ilości substancji grafitowej (Haydukiewicz, *op.cit*). Spotyka się tu szereg odmian litologiczno-strukturalnych, których wyjściowymi sedymentami były: (1) mułowce, pozbawione laminacji, zawierające drobne inkluzje materiału drobnopiaszczystego, (2) łupki ilaste, nielaminowane lub ze śladami delikatnej laminacji; łupki te wykazują obecnie doskonale rozwiniętą foliację, (3) łupki mułowcowe laminowane z warstewkami pyłowymi lub piaszczystymi (do kilku cm grubości), które miejscami uległy rozdrobnieniu i tworzą obecnie rozproszone klasty, (4) drobno- i średnio-okruchowe brekcje złożone z okruchów lamin pylastych i drobnopiaszczystych, sporadycznie klastów wulkanitów.

We wschodniej części melanżu zlokalizowanej na obszarze arkusza Wojcieszów opisano odsłonięcie łupków kwarcowo-serycytowych jasnoszarych, od bardzo drobno- do średnioziarnistych, lokalnie o drzazgowatej łupliwości (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1993). Skały te odznaczają się brakiem wyraźnej laminacji, a w strefach tektonicznie złupkowanych przyjmują strukturę drobnosoczewkową.

Wizen

Grubookruchowe utwory karbonu dolnego występują w obrębie niewielkiego fragmentu depresji śródsudeckiej, który pojawia się w południowo-zachodniej, skrajnej części terenu, na wschód od Ciechanowic na zboczach doliny Bobru. Reprezentują one najstarsze ogniwa litologiczne tzw. kulmu śródsudeckiego.

Zlepieńce i brekcje osadowe z wkładkami piaskowców i mułowców są odpowiednikiem formacji z Nagórnik (Cymerman, Mastalerz, 1995). Osady te składają się z gruboklastycznych zlepieńców o bardzo słabym obtoczeniu składników oraz brekcji sedymentacyjnych (fanglomeratów) o grubym i niewyraźnym uławiceniu. Osady są źle wysortowane, masę wypełniającą tworzy materiał piaszczysto-żwirowy. W skałach występują bloki skalne do 1 m średnicy. W stropie formacji pojawiają się wkładki piaskowców i mułowców o cieńszym uławiceniu. W składzie petrograficznym otoczaków i bloków skalnych dominują skały metamorficzne Rudaw Janowickich

i epimetamorficzne skały kompleksu kaczawskiego, zwłaszcza zieleńców. Ogólna miąższość formacji sięga 600–700 m, w obrębie omawianego obszaru nie przekracza jednak 400 m.

Zlepieńce i piaskowce gruboziarniste oraz mułowce i piaskowce drobnoziarniste należą do formacji ze Starych Bogaczowic. Leżą one zgodnie na utworach starszych formacji z Nagórniką, a ku południowi, już poza obszarem arkusza, kontaktują erozyjnie ze skałami metamorficznymi Rudaw Janowickich. Cała formacja zbudowana jest z kilkunastu cyklotemów, z których cykle spągowe złożone są ze zlepieńców polimiktycznych i piaskowców gruboziarnistych (arenity lityczne i arkozowe). Otoczaki osiągają do 50 cm średnicy. W partiach stropowych rośnie udział ławic mułowców i piaskowców drobnoziarnistych (waki lityczne). W składzie petrograficznym otoczków zlepieńców dominują piaskowce szarogłazowe, zieleńce, kwarcyty, kwarc, meta-wulkanity kwaśne, fyllity i lidyty. Szczegółowy opis sedimentologiczny formacji podają Cymerman, Mastalerz (1995). Grubookruchowe osady formacji ze Starych Bogaczowic osiągające maksymalnie ponad 1200 m miąższości, powstały w środowisku stożków aluwialnych powstających w pobliżu aktywnej krawędzi tektonicznej oraz rzek roztokowych. W obrębie obszaru arkusza Wojcieszów ich miąższość jest oceniona na 200–250 m.

b. Karbon górny

Na obszarze arkusza Wojcieszów granity masywu Karkonoszy występują w jego południowo-wschodniej części między Jelenią Górą, Mysłakowicami i Janowicami Wielkimi aż po Dziwiszów na północ od Jeleniej Góry. Natomiast skały żyłowe związane genetycznie z granitami karkonoskimi pojawiają się także w obrębie osłony metamorficznej. Masyw granitowy Karkonoszy należy do plutonów późnosynorogenicznych. Wiek granitów był wielokrotnie określany różnymi metodami izotopowymi: przez Depciucha i Lisa (1971) na 299 mln lat (K-Ar), wg. Przewłockiego i in. (1962) na 292 do 304 mln lat oraz wg. Pina i in. (1987) – 327–338 mln lat (Rb/Sr cała skała). Według Mierzejewskiego i in. (1994) granity porfirowate intrudowały około 325–330 mln lat temu, natomiast granity równoziarniste głównego grzbietu Karkonoszy wykazują wiek 310 ± 14 mln lat, a młodsze skały żyłowe – 310 ± 5 mln lat (Rb/Sr cała skała). Monzogranit z Liberca (czeska część masywu Karkonoszy) jest datowany na 314 ± 14 mln lat (Pb/Pb na cyrkonach) (Kroener i in., 1994). Sądząc z wymienionych rezultatów badań radiometrycznych masyw granitów Karkonoszy jest intruzją złożoną powstającą w ciągu około 20 mln lat. Umiejscowienie się zasadniczej masy plutonu zachodziło więc we wczesnym karbonie górnym, choć, wg. niektórych podziałów stratygraficznych, rozpoczęło się jeszcze w karbonie dolnym – wizenie. Zgodnie z wynikami badań izotopowych Rb-Sr (Kennan i in., 1999) granity Karkonoszy odznaczają się stosunkowo wysokim współczynnikiem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, co wskazuje na dominujący udział prymitywnego materiału płaszczowego i stosunkowo niewielki wpływ

skorupowych procesów kontaminacyjnych. Wyniki te są sprzeczne z dotychczasowymi poglądami o paligenetycznej naturze granitów (Borkowska, 1966).

Wewnętrzna budowa masywu granitowego jest wyraźnie zróżnicowana. Cloos (1925) przyjmował, że granity te tworzą dwie duże kopuły jedną o kierunku NNE-SSW, ciągnące się wzdłuż dzisiejszego Grzbietu Rudaw Janowickich i drugą wzdłuż Głównego Grzbietu Karkonoszy o kierunku ENE-WSW. Zdaniem tego autora kopuły te stanowią jądra intruzji o podobnym kierunku. Są one otulone powłokami (strefami) szlirowymi: wewnętrzną, z przewagą szliarów biotytowych i zewnętrzną ze szliarami skał aplitowych. Pod względem petrograficznym granity karkonoskie są granitami biotyowymi zaliczanymi do monzogranitów, w mniejszym stopniu do granodiorytów. Strukturalnie i teksturalnie granity Karkonoszy dzielą się na trzy główne typy: (Borkowska, 1966): granity grubo- i średnioziarniste porfirowate (granity centralne), granity równo-, drobno- i średnioziarniste (granity grzbietowe) oraz granity granofirowe (granity z ośrodkami krystalizacji pegmatytowej, aplogranity). Do waryscyjskiej epoki magmowej należą także nieliczne ciała ryolitów i granitów drobnoziarnistych występujące w obrębie jednostki kaczawskiej. Są one także stwierdzone w otworach wiertniczych wykonanych w strefie złoża barytowo-fluorytowego w Jeżowie Sudeckim (Sroga i in., 1994).

Granity gruboziarniste, porfirowate i średnioziarniste to dominująca odmiana skalna granitów karkonoskich na obszarze arkusza odznaczająca się wielką niejednorodnością strukturalną i teksturalną (granity centralne wg. Borkowskiej, 1966). Występują one na południe od uskoku śródsudeckiego, między Dziwiszowem a Maciejową, gdzie udokumentowane są dwa złoża granitów (góry Rybień i Sośnia), w podłożu Kotliny Jeleniogórskiej, pod pokrywą osadów plejstocénskich i holocénskich, w obrębie wzgórz obramowujących kotlinę od południa między Jelenią Górą a Mysłakowicami oraz na przedgórzu Rudaw Janowickich w obrębie Gór Sokolich (Sokolik), aż po przełom Bobru. Szczególnie dobrze odsłaniają się one w licznych skałkach na południowy wschód od Jeleniej Góry (Wzgórze Zamkowe, Zamkowa Góra, Dębiniec).

Granity karkonoskie są barwy szarej i szaroróżowej o bezładnej teksturze tła skalnego i dużym zróżnicowaniu pod względem wielkości ziarna. Ilościowo w wielu partiach przeważają w skale białoróżowe i białobeżowe porfirokryształy skaleni alkalicznych o wymiarach do 3x5 cm oraz heteromorficzny, szklisty, lekko zadymiony kwarc. Plagioklasy białe, głównie oligoklaz, są najczęściej heteromorficzne, rzadziej hipidiomorficzne. Ponadto w skale występuje biotyt, rzadziej hornblenda i chloryty. Wśród minerałów akcesorycznych dominują tytanit, allanit, epidot i cyrkon. W typowym wykształceniu różowe fenokryształy skaleni potasowych tworzy mikroklin i pertyt mikroklinowy o tabliczkowym pokroju, często o zbliżeniach karlsbadzkich. Niekiedy duże skalenie potasowe mają zarysy owoidalne z białawą obwódką zbudowaną z drobnych ziarn albitu o różnej orientacji. Wokół tabliczkowych porfirokryształów rzadziej obserwuje się obwódki albitowe. Mniej liczne i nieco

mniejsze są białe lub kremowe, tabliczkowe lub owalne fenokryształy plagioklazów. Skalenie potasowe tła skalnego tworzą ziarna różnej wielkości – od dziesiątych części milimetra do kilku milimetrów. Są one ksenomorficzne względem plagioklazów i kwarcu, często wnikają pomiędzy nie i wypełniają przestrzenie interstycjalne. Pospolite są mikropertyty żyłkowe, plamiste, linijne, „przecinkowe” i sieciowe oraz różnorodne ich kombinacje. W obrębie skaleni potasowych występują wrostki plagioklazów oraz drobnego kwarcu, a sporadycznie biotyty. Plagioklasy występują w postaci drobniejszych ziaren o pokroju tabliczkowym. Pospolite są zbliżniaczenia albitowe, rzadsze peryklinowe. Zwykle obserwuje się budowę pasową kryształów. Centralne części ziaren są bardziej zasadowe, o zawartości 15–20% anortytu, natomiast obwódki zewnętrzne buduje albit lub kwaśny oligoklaz o zawartości 5–12% An. Albit obrasta też fenokryształy skalenia potasowego. Centralne partie plagioklazów ulegają w różnym stopniu serycytyzacji. W plagioklazach obserwuje się wrostki biotyty, kwarcu, sporadycznie muskowitu. Biotyt jest mniej liczny składnikiem. Występuje w rozproszeniu w formie pojedynczych blaszek lub drobnych skupień. Zawartość biotyty zmienia się w dość szerokich granicach w obrębie odsłonięcia, a nawet pojedynczej próbki. Zwłaszcza w pobliżu ciemnych szlirów następuje zubożenie skały w ten minerał. Sporadycznie obserwuje się reliktyczne ziarna hornblendy lub jej skupienia obrośnięte biotytem, rzadziej skaleniem potasowym i kwarcem, sporadycznie plagioklazem. Chlorytyzacja biotyty, połączona z serycytyzacją skaleni nasila się w pobliżu stref uskokowych.

W granitach, zwłaszcza w odmianach porfirowatych pojawiają się szliry biotytowe często współwystępujące z enklawami endogenicznymi i ksenolitami (skialitami). Są to szliry pasmowe, często przebiegające faliście lub fałdowo, przechodzące stopniowo w otaczające granity. Ich szczegółowe opisy petrograficzne zawiera praca Borkowskiej (1966). Tektoniczna analiza ich przebiegu i znaczenie dla odtwarzania geometrii plutonu były przedmiotem prac Mierzejewskiego (1967, 1995a, c, 2003). Obok szlirów w granitach porfirowatych występują liczne kuliste lub owalne enklawy o ciemnym zabarwieniu, cechujące się odmienną niż skała macierzysta odpornością na wietrzenie chemiczne. Jedne z nich stanowią typowe enklawy mikrogranitoidowe o znacznym udziale hornblendy i biotyty, drugie zaś to skiality skał hornfelsopodobnych z wyraźnie zachowaną teksturą łupkową. (J. Szalamacha, 1969). W obydwu przypadkach średnica enklaw waha się w granicach od 0,20 do 0,50 skrajnie do 0,70 m. Obok form owalnych lub kulistych spotkać można nieregularne, zawsze jednak o zaokrąglonych krawędziach i narożach.

Granity drobnoziarniste, miejscami grubo- i średnioziarniste, porfirowate występują w północno-wschodniej części terenu wzdłuż zachodnich stoków Rudaw Janowickich w obrębie Janowickich Garbów, Starościńskich Skał i Świniej Góry, gdzie, obok typowo wykształconego granitu porfirowatego, spotyka się odmiany drobniej ziarniste z niewielką ilością porfirokryształów, dochodzących do 1,5 cm. Często trudno jest postawić wyraźną granicę pomiędzy

typowymi granitami porfirowatymi, gruboziarnistymi, a granitami drobnoziarnistymi ze sporadycznymi porfirokryształami. Także rozmiary ziaren tła skalnego są zmienne od struktur gruboziarnistych po drobnoziarniste. Pomiędzy tłem skalnym, a porfirokryształami może być wyraźny skok wielkości ziarna lub też przejścia stopniowe. Na tym obszarze granity gruboziarniste – porfirowate występują razem z granitami drobnoziarnistymi tworząc południkowo ukierunkowaną wychodnię o szerokości 1,5–2 km ułożoną równolegle do intruzyjnego kontaktu masywu Karkonoszy z osłoną metamorficzną Rudaw Janowickich. Częste są tu także strefy aplitowe. W bardzo licznych skałkach i starych kamieniołomach można zaobserwować typową dla tych skał zmienność strukturalną i petrograficzną. Np. w skałce „Piec” na południe od Janowic Wielkich (Mierzejewski, Wojnar, 1986) występują granity drobnoziarniste z pojedynczymi, rzadko pojawiającymi się dużymi, automorficznymi ziarnami skałeni kontaktujące od dołu z granitami gruboziarnistymi, porfirowatymi. Miejscami w opisywanych granitach dochodzi do dużego nagromadzenia porfirokryształów skałeni w partiach rozdzielanych przez strefy ich pozbawione, o charakterze szlirów aplitowych. Opisywana odmiana granitów może być wiązana bądź z pobliskim przebiegiem endokontaktu z osłoną, bądź z obecnością kopuły Strużnicy w tej części masywu granitowego. Skały te były dotychczas różnie klasyfikowane, na arkuszu Janowice Wielkie (J. Szałamacha, 1969) określone zostały one jako granity średnioziarniste, porfirowate, alkaliczne, na arkuszu Jelenia Góra 1:200 000 (Milewicz i in., 1989) opisane jako granity równo-, drobno- i średnioziarniste, zostały zaliczone do granitów grzbietowych wydzielanych przez Borkowską (1966). Z kolei obserwacje Borkowskiej (*op.cit.*) oraz Mierzejewskiego (1995 c; Mierzejewski, Wojnar, 1986) sugerują iż są to granity sformowane przez młodsze intruzje granitów drobnoziarnistych w starsze granity gruboziarniste, porfirowate, stąd duża zmienność strukturalno-teksturalna opisywanych skał.

Granity drobnoziarniste, miejscami porfirowate, granofirowe. Omawiana odmiana skalna odpowiada mniej więcej typowi opisanemu w dotychczasowej literaturze jako granity aplitowe (Berg, 1923), aplogranity (J.Szałamacha, 1960) lub jako granity granofirowe (Borkowska, 1966). Granity te są najbardziej zróżnicowaną strukturalnie grupą skalną. W wielu miejscach przechodzą one w aplity, które tworzą ich brzeżne partie, lub też wypełniają przestrzenie w wewnętrznych partiach ciał granitów drobnoziarnistych, miejscami porfirowatych. Z drugiej strony granity drobnoziarniste, miejscami porfirowate wykazują stopniowe przejścia do właściwych granitów porfirowatych.

Granity drobnoziarniste tworzą nieregularne wystąpienia pośród granitów porfirowatych i dzięki większej odporności na wietrzenie mechaniczne, stanowią zazwyczaj wyraźne wyniesienia morfologiczne. Na obszarze arkusza Wojcieszów spotyka się je w formie nieregularnych, lub wydłużonych w kierunku NW–SE ciał intruzyjnych w obrębie granitów gruboziarnistych, porfirowatych

na południowy wschód od Jeleniej Góry, na południe od Maciejowej oraz w Sokolich Górach. Podobne granity występują bezpośrednio na kontakcie masywu Karkonoszy ze skałami metamorficznymi Rudaw Janowickich. Tworzą tu one endogeniczną fację brzeżną granitów. Szerokość wychodni (największa na północ od doliny Bobru koło Janowic Wielkich) wynosi do 1,5 km i zwęża się ku południowi, wzdłuż kontaktu, do 150 m. Taki obraz intersekcyjny sugeruje iż nachylenie powierzchni kontaktowej masywu karkonoskiego rośnie ku południowi.

Typowe granity drobnoziarniste są równoziarniste, masywne, barwy szarej, szaroróżowej, beżowej lub różowej o oddzielności nieregularnej, rzadziej kostkowej. Pod mikroskopem granity te wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, teksturę bezładną i typowy, granitoidowy skład mineralny: kwarc, plagioklasy, skalenie alkaliczne, biotyt, sporadycznie chloryty i tlenki żelaza. Kwarc jest dość powszechnym minerałem w skale. Tworzy on duże, mniej więcej równej wielkości ksenomorficzne minerały z wrostkami skaleni.

Skład mineralny i chemiczny omawianych granitów odpowiada składowi granitów gruboziarnistych, porfirowatych. Stosunki przestrzenne między obu odmianami granitów karkonoskich nie są do końca jasne. Granity drobnoziarniste, miejscami porfirowate ze względu na sposób występowania i stopniowe przejścia do innych odmian granitów, a jednocześnie obecność struktur granofirowych sugerują, iż stanowią one późną fację granitoidów powstałą w obrębie wcześniejszej, głównej masy intruzji.

Aplity, lokalnie pegmatyty to najliczniej spotykane żyły w granicie karkonoskim. Występują one we wszystkich strukturalnych odmianach granitu, choć najczęstsze są w obrębie granitów gruboziarnistych, porfirowatych. Są to skały drobno- lub średnioziarniste o strukturze cukrowej, teksturze bezładnej, barwy białej lub różowawej, są one zbudowane w przewadze z kwarcu i skaleni, zwykle plagioklazów, z niewielką ilością różowych skaleni potasowych oraz pojedynczych blaszek muskowitu i sporadycznie biotytu. Z minerałów akcesorycznych występują cyrkon, apatyty, oraz tlenki żelaza. Z aplitami często stowarzyszone są strefy pegmatytowe o nieostrych granicach zajmujące zwykle środkową część żyły.

W granitach porfirowatych skały aplitowe tworzą szliry. Grubość żył aplitowych, ich kształt, rozciągłość oraz częstość występowania jest bardzo różna. Większe żyły aplitów, możliwe do wydzielenia kartograficznego, znajdują się na obszarze wzgórz między Jelenią Górą a Mysłakowicami, grupa aplitów występuje też w obrębie granitów między Maciejową a Wojanowem i w okolicach Karpnik. Na południe od doliny Bobru między Trzczańskiem a Strużnicą oraz na zboczach Rudaw Janowickich ilość żył aplitowych wyraźnie spada. Występowanie niektórych żył aplitów zaznacza się w morfologii terenu. Aplity jako skały bardziej odporne na wietrzenie niż granity, tworzą zwykle grzbiety. Głównie dzięki temu określić można kierunek przebiegu żył. Generalnie na obszarze arkusza Wojcieszów żyły aplitowe przebiegają najczęściej w kierunkach NW–SE, N–S z odchyleniami ku NNE–SSW i NNW–SSE oraz,

rzadziej NE–SW. Ich grubość waha się od 20–30 cm do kilkunastu m, zapady są pionowe lub bardzo strome. W obrazie intersekcyjnym większe żyły aplitowe o kierunkach zwłaszcza NW–SE wykazują czasem przebieg łukowaty lub sigmoidalny. Może to wskazywać na obecność w granitach synintruzyjnych podatnych stref ścinania. Wydaje się, że w masywie granitowym Karkonoszy występują dwie generacje żył aplitowych. Starsza z nich, często ulegająca deformacjom pseudofałdowym, jest związana ze strefami szlirów i często wykazuje przejścia stopniowe do otaczających granitów. Młodsza tworzy typowe, pogranitowe żyły aplitowe o ostrych granicach i prostoliniowym przebiegu.

Szczegółowe opisy petrograficzne aplitów znane są z publikacji Mierzejewskiego i in. (1983) oraz Bobińskiego, Gawlikowskiej (1993).

Mikrogranity i mikrogranodioryty są to skały żyłowe, szare, szarozielone, w formie zwietrzałej – oliwkowe, wyraźnie młodsze od aplitów. Są one drobnoziarniste z białymi, rzadziej różowymi, fenokryształami skaleni. Skały te zbudowane są ze skaleni potasowo-sodowych (ortoklaz, mikroklin), plagioklazów, kwarcu i muskowitu. Odmiana granodiorytowa ujawnia strukturę porfirową, teksturę bezładną, i skład; plagioklasy, epidot, chloryty i kwarc z fenokryształami plagioklazu o zawartości 20% An, hornblenda, sporadycznie skalenie potasowe. Występują one w granitach w formie długich, wyraźnie odgraniczonych żył rozciągających się w kierunku NNE–SSW. Tworzą dwa roje żył o łącznej rozciągłości do 10 km, przy rozciągłości pojedynczych żył od 0,5 do 3 km. Pierwszy rój występuje w południowo-zachodniej części terenu od Mysłakowic ku północnemu wschodowi, równoległe do zbocza doliny Łomniczki. Na północ od doliny Bobru rój ten kontynuuje się aż do Maciejowej z wyraźnym przesunięciem ku wschodowi na dolinie Bobru. Prawdopodobnie dolina rzeki wykorzystuje tu system uskokowy o kierunku NW–SE. Drugi rój żył mikrogranitów przebiega w tym samym kierunku od góry Mrowiec na wschód od Mysłakowic przez Buczek i wschodnie zbocza doliny Bobru.

Analiza mikroskopowa skał ujawniła strukturę porfirową, teksturę bezładną. Tło skalne jest kryptokrystaliczne i tylko powszechna serycytyzacja pozwala przypuszczać, że buduje je masa skaleniowa. Poza tym występują fenokryształy skaleni potasowych, rzadziej plagioklazów, a rzadziej fenokryształy kwarcu. Z minerałów ciemnych można spotkać biotyt, który występuje pod postacią większych i mniejszych strzępków rozrzuconych bezładnie. W niektórych odmianach mikrogranitów obok biotytu pojawia się hornblenda. Fenokryształy skaleni potasowych i plagioklazów są stosunkowo duże i przeważnie idiomorficzne lub hipidiomorficzne. Zarówno jedne, jak i drugie ułożone są bezładnie i podobnie jak minerały tła skalnego ulegają serycytyzacji. Kwarc, podobnie jak skalenie, tworzy idiomorficzne fenokryształy tej samej wielkości. Niekiedy spotkać można w nim wrostki biotytu. W niektórych ziarnach kwarcu o formach kulistych dostrzec można w centrum minerału charakterystyczną krystalizację wtórną, typową dla krystalizacji w druzach i żyłach.

Ryolity, ryodacyty i dacyty tworzą na obszarze arkusza Wojcieszów dwa duże masywy wzgórz Żeleźniak i Bukowinka w północno-wschodniej części oraz szereg rozchodzących się od nich promieniście apofiz pojawiających się wśród skał metamorfiku kaczawskiego w odległości do 12–13 km. Ryolity Żeleźniaka mają postać subwulkanicznej intruzji o kształcie lakkolitu, umiejscowionej w obrębie łupków radzimowickich (Skurzewski, 1984; Majerowicz, Skurzewski, 1987). Zdaniem Machowiak i Muszyńskiego (2005) występują tu także elementy wulkanu, jego części kominowej i kopyły wulkanicznej, całość stanowi więc złożoną budowlę magmową. Podstawową odmianę skalną stanowią ryolity, ryodacyty i dacyty o teksturze bezładnej, a w brzeźnych partiach ciała magmowego – o teksturze fluidalnej. Spotyka się w nich również porwaki skał osłony. Dominujące są wulkanity felzytowe, afanitowe, pozbawione większych fenokryształów, przechodzące stopniowo w odmiany porfirowate, z tkwiącymi w mikrokryształicznym cieście skalnym prakryształami kwarcu (do 5 mm), skaleni potasowych i plagioklazów (1–3 mm). Z innych składników występują: biotyt, często schlorytyzowany i odbarwiony, nieliczne amfibole, tlenki żelaza powstałe z rozpadu minerałów maficznych, wtórne węglany oraz minerały akcesoryczne – apatyty, magnetyt i cyrkon. Zmienia jest barwa tych skał – kremowa, różowa, różowo-brunatna, ciemnowiśniowa, szara lub zielonkawo-szara, jest ona efektem pomagmowej działalności procesów hydrotermalnych, których pozostałością jest okruszczowanie typu sztokwerkowego. Najwięcej kruszców spotyka się w ryolitach szarych, drobnoziarnistych, nieco silniej zaangażowanych tektonicznie i zawierających zserycytizowane, zalbityzowane i skaolinizowane skalenie.

Ryolity na wzgórzu Bukowinka są barwy różowo-brunatnej lub jasnoszarej, porfirowate, z fenokryształami skaleni i licznymi blaszkami ciemnego biotyty. Ryolity wywołują w otaczających skałach kaczawskich metamorfizm kontaktowy o niewielkim zasięgu – w skałach metapelitowych pojawiają się biotyt, andaluzyt, korund i skalenie potasowe, w skałach metabazytowych: diopsyd, hornblenda, andradyt i epidot (Muszyński i in., 2001).

W masywie Żeleźniaka w obrębie omawianych ryolitów spotyka się skały typu trachyandezytów (Skurzewski, 1984; Machowiak, Muszyński, 2005) tworzące w nich żyły o niewielkiej grubości. W dwóch wystąpieniach na południowo-zachodnich zboczach wzgórza odsłaniają się beżowo-szare skały o łupliwości płytowej, o drobnokryształicznym cieście skalnym z licznymi prakryształami zserycytizowanych skaleni o wielkości do 8 mm i skorodowanego kwarcu (do 5 mm). Tło skalne tworzy kwarc, skalenie, biotyt, a porfirokryształami są te same minerały, lecz o znacznie większych rozmiarach. Węglany, chalcedon i częściowo chloryty oraz tlenki żelaza stanowią pseudomorfozy po minerałach ciemnych. Andezyty stwierdzono także w rdzeniach otworów wiertniczych na Żeleźniaku (Skurzewski, 1984) i w wyrobiskach nieczynnej kopalni rud polimetalicznych „Stara Góra” w Radzimowicach, gdzie towarzyszą kwarcowym żyłom kruszczośnym (Manecki, 1965; Paulo, Salamon,

1974). W wyniku prac rozpoznających złoża barytu i fluorytu w Jeżowie Sudeckim (Sroga i in., 1994; Sroga, 2001, 2002) stwierdzono obecność licznych ciał ryolitowych przenikających skały kompleksu kaczawskiego strzaskane tektonicznie w strefie uskoku śródsudeckiego. Z ryolitami tymi wiąże się prawdopodobnie genetycznie mineralizacja Ba i F.

Ciała ryolitowe występują także w pobliżu tektonicznej granicy metamorfiku Rudaw Janowickich z kompleksem kaczawskim na południowych zboczach Gór Ołowianych i na południe od Miedzianki. Żyły te przebiegają tu w kierunku WNW–ESE, a więc równoległe do kontaktu tektonicznego.

Granity i granodioryty drobnoziarniste, porfirowe występujące wśród ryolitów wzmiankowane w starszej literaturze (Manecki, 1965), jednak dopiero w latach 80. zbadano je dokładniej w otworze wiertniczym na szczycie Żeleźniaka oraz na powierzchni w północnej części wzniesienia Bukowinka (Majerowicz, Skurzewski, 1987). Małą apofizę granitową znaleziono też na południowych stokach Rogacza. Granitoidy Żeleźniaka są przypuszczalnie dużym ksenolitem wydźwigniętym z głębi ogniska magmowego przez wznoszące się ryolity, choć Machowiak i Muszyński (2005) uznają je za fragment budowli magmowej złożonej z części wulkanicznej i hipabisalnej. Struktura granitoidów wskazuje na głębsze i szczelniejsze środowisko krystalizacji niż otaczających je wulkanitów. Makroskopowo są to skały masywne, drobnoziarniste, o zabarwieniu szarym, z odcieniem różowawym lub zielonkawym. Pod mikroskopem w hipautomorficznej więźbie wyróżniają się słupki i tabliczki plagioklazów (oligoklaz lub kwaśny andezyn) często zserycytizowanych, idiomorficzne skalenie potasowe, kwarc oraz schlorytyzowany biotyt z drobnymi kryształkami cyrkonu. Z minerałów akcesorycznych spotyka się tytanit, apatyty i tlenki Fe, a z minerałów wtórnych: epidot, klinozoizyt, kalcyt i serycyt.

Na wzniesieniu Bukowinka w rumoszu skalnym pojawiają się szaroróżowe, masywne granitoidy, o drobno- lub średnioziarnistej, porfirowej strukturze. Skałę tę określa się jako granity porfirowe o charakterze hipabisalnym, przejściowym między właściwymi granitami plutonicznymi, a ryolitami subwulkanicznymi i wulkanicznymi.

Żyły kwarcowe. Na mapie zaznaczono jedynie większe żyły, o których obecności świadczą bloki (do 0,5 m) białego kwarcu, spotykane głównie na wychodniach łupków radzimowickich, łupków zieleńcowych i fyllitów (metałowców). W blokach kwarcu obserwowano zielonkawą wprysnięcia epidotowo-chlorytowe lub ciemno-stalowe skupienia żelaziste. Większe żyły kwarcowe z bogatszą mineralizacją polimetaliczną (As, Cu, Fe, Ag, Au) pojawiają się w okolicy Radzimowic i Lipy. Były one niegdyś przedmiotem eksploatacji górniczej. Główna żyła rudna w Radzimowicach przebiega równoleżnikowo. Żyły polimetaliczne na obszarze Gór Kaczawskich są związane genetycznie z oddziaływaniem granitów Karkonoszy bądź innych waryscyjskich intruzji podkaczawskich, w tym pnia ryolitowego Radzimowic (m.in. piryt, arsenopiryt, chalkopiryt) lub późniejszych oddziaływań

termicznych wulkanitów permskich (m.in. galena, sfaleryt, syderyt, baryt). Większość znanych, większych wystąpień mineralizacji rudnej koncentruje się w okolicach Radzimowic (Radzimowice, Lipa Jaworska, Mysłów, Kaczorów) (Paulo, Salamon, 1974, Mikulski, 2007, Cwojdzński i in., 2008). Na obszarze masywu granitów Karkonoszy nieliczne żyły kwarcowe wykazują kierunek NE–SW.

Żyły barytowo-fluorytowe związane są ze strefą uskoku śródsudeckiego oddzielającego na obszarze arkusza Wojcieszów metamorfik kaczawski od masywu granitów Karkonoszy i metamorfiku Rudaw Janowickich. Szczególnie dobrze rozpoznane są one na obszarze góry Szybowski na północ od Jeżowa Sudeckiego (Sroga i in, 1994, Sroga, 2001, 2002), gdzie dokumentowane było złożo barytowo-fluorytowe. Występują tu kataklazyty i brekcje kwarcowe z fragmentami skał metamorfiku kaczawskiego. Żyły kwarcowe i kwarcowo-skalenkowe obserwowano jedynie w kilku otworach wiertniczych w strefie Jeżowa Sudeckiego (Sroga, 2001). Zalegają one wśród utworów staropaleozoicznych osiągając miąższość do 2 m. W składzie mineralnym żył dominuje kwarc i skalenie, częste są węglany (kalcyt, syderyt) i siarczki (m. in. automorficzny piryt, chalkopiryt). Szczegółowe opisy żył zawierają prace M. Szałamachy (1976), J. Szałamachy, M. Szałamachy (1993) oraz Srogi (1994, 2001, 2002).

Lamprofiry tworzą żyły występujące na obszarze zarówno masywu granitowego Karkonoszy jak i metamorfiku kaczawskiego. Zdaniem Borkowskiej (1966), która opublikowała szczegółowe opisy petrograficzne tych skał, lamprofiry na obszarze arkusza Wojcieszów są reprezentowane przez kersantyty, spessartyty oraz skały opisywane przez geologów niemieckich jako syenity. Nieliczne żyły lamprofirów w obrębie granitów karkonoskich uwzględnione na mapie geologicznej wykazują kierunki NW–SE i NE–SW, rzadziej N–S z odchyleniem ku NNE–SSW (np. na południe od Trzcinka). Borkowska (1966) podkreśla, że skały te ulegają często przeobrażeniom hydrotermalnym (autometasomatycznym) polegającym na serycytyzacji, chlorytyzacji, kalcytyzacji i okwarcowaniu. Żyły lamprofirów tną niezgodnie skały metamorfiku kaczawskiego. Są one najstarszymi skałami, które nie uległy metamorfozie regionalnej, co wyznacza dolną granicę ich wieku. Wg. Srogi (2001) ich górną granicę wiekową wyznacza powstanie ryolitów, których ciała przecinają lamprofiry, co stwierdzono w otworach wiertniczych strefy Jeżowa Sudeckiego. Żyły lamprofirów w tej strefie wykazują grubości od 0,4 do 4,0 m.

Stefan

Osady karbonu górnego wypełniają rów Świerzawy, będący wschodnią odnogą depresji północnosudeckiej, a utwory permskie – wschodnią część rowu Wlenia. Mają one charakter pretektonicznej molasy, dla której Milewicz (1985, 1987) zaproponował formalną nazwę formacji ze Starej Kraśnicy. Dzieli się ona na dwa megacykle: niższy, wieku stefańskiego (ewentualnie od

westfalu D), który odpowiada dolnej serii świerzawskiej i wyższy, dolnopermski, równoważny górnej części serii świerzawskiej. W starszym podziale utwory te były uznawane w całości za dolny lub środkowy czerwony spągowiec (Dziedzic, 1961). Weryfikacji ich wieku dokonano na podstawie analizy sporowo-pyłkowej (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970, 1972). Podziału stratotypowej serii z okolic Starej Kraśnicy, Świerzawy i Dobkowa według kryteriów petrosedymologicznych dokonał Ostromięcki (1972a, b, c; 1973), który wykazał wyższą dojrzałość osadów górno-karbońskich niż dolnopermskich.

Zlepieńce, piaskowce i mułowce. W profilu litostratygraficznym rowu Świerzawy występuje monotonna seria przeławicających się cyklicznie zlepieńców, piaskowców i mułowców oraz wszelkich odmian pośrednich, miąższości co najmniej 300 m. Rozpoznano je w położonym w osi rowu Świerzawy otworze wiertniczym w Starej Kraśnicy (otw. 1), na głębokości 30–309 m (Skurzewski, 1967; Milewicz, 1972). Na powierzchni utwory te występują fragmentarycznie wzdłuż północnej i południowej granicy rowu Świerzawy. W spągowej części formacji dominują iłowce i mułowce występujące na powierzchni w większej masie tylko na północ od Dobkowa. Są to skały szare, brązowe lub czerwone, wyraźnie laminowane, łatwo łupiące się. Na granicy z tworzącym obramowanie tektoniczne rowu metamorfikiem kaczawskim wykazują strome upady powierzchni uławicenia, a ich szacunkowa miąższość wynosi około 30 m. Iłowce i mułowce reprezentują dystalne partie stożków deltowych i tylko lokalnie podścielone są grubookruchowymi zlepieńcami typu brekcji podstawowej, odznaczającymi się słabym wysortowaniem i nieznacznym obtoczeniem okruchów wielkości 2–3 cm, szybko malejącym ku stropowi. Ławice zlepieńców, piaskowców i mułowców o średniej miąższości kilkunastu-kilkudziesięciu centymetrów, są wewnątrz homogeniczne, zbudowane z okruchów o mniej więcej równych wymiarach lub też wykazują progresywną lub regresywną gradację ziarna. Przypadki małoskalowego warstwowania przekątnego są rzadkie, podobnie jak inne struktury prądowe (Ostromięcki, 1973). Z analizy sedymentologicznej wynika, że są to utwory kanałowych i brzegowych facji stożków aluwialnych (Mastalerz, 1988). Zabarwienie serii jest na ogół czerwone, zmienia się w części stropowej na szare lub szarozielonkawe.

Skład petrograficzny i stopień obtoczenia okruchów frakcji 16–32 mm w zlepieńcach wykazały ich wysoką dojrzałość. Dominujący jest w nich udział kwarcu (35–80%), litytów, kwarcytów i niemtamorficznych skał wulkanicznych, prawdopodobnie ryolitów, przy podrzędnej ilości zieleńców, fyllitów, piaskowców, keratofirów i mylonitów.

Piaskowce i mułowce o charakterze subszarowak zostały przez Ostromięckiego (1973) określone jako tufitowe. Największy udział w składzie ich detrytusu mają okruchy kwarcu polikrystalicznego i monokrystalicznego, skaleni, kwarcytów i skał wulkanicznych, a następnie fyllitów, łupków kwarcowo-serycytowych, łupków serycytowych, zieleńców, diabazów i piaskowców. Spoiwo jest kaolinitowe

lub węglanowe. Znamienny dla powyższych skał jest brak okruchów wapieni wojcieszowskich, natomiast obfitość skał wylewnych i nieprzeobrażonych piaskowców, wskazuje na erozję pewnych starszych skał osadowych, pochodzących przypuszczalnie z rejonu niecki śródsudeckiej.

8. Perm

a. Perm dolny

Czerwony spągowiec

Czerwony spągowiec dolny

Zlepieńce, piaskowce i mułowce odsłaniają się w zachodniej części Dobkowa i w Starej Kraśnicy w erozyjnych podcięciach rzecznych. Tworzą cykle sedymentacyjne o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, rozpoczynające się grubymi do 1 m ławicami zlepieńców. Dostrzega się w nich jeszcze dużo okruchów kwarcu (nie większych niż 1,5 cm), jednak przeważający udział zaczynają mieć okruchy lokalnych skał metamorficznych. Ponad zlepieńcami o systematycznie malejącej ku górze wielkości ziarna (zlepieńce piaszczyste – piaskowce zlepieńcowate) pojawiają się zawsze czerwono-bordowe piaskowce średnio- i drobnoziarniste, o wyraźnej płytowej oddzielności. Na ich powierzchni można niekiedy znaleźć struktury prądowe. Poszczególne ławice, raczej homogeniczne i bez laminacji, mają grubość 5–15 cm. Składniki okruchowe to: kwarc mono- i polikrystaliczny, kwarcyty, łupki serycytowe i serycytowo-kwarcowe, łupki zieleńcowe, lidyty, mikrofelzyty, kataklazyty oraz detrytyczne łyszczyki. Według Ostromęckiego (1972b) piaskowce górnej serii świerzawskiej są zróżnicowane regionalnie pod względem środowiska sedymentacyjnego. Te z rejonu Dobkowa można uznać za osady równi zalewowej.

Zlepieńce grubookruchowe i piaskowce zlepieńcowate ukazują się na powierzchni w środkowej części rowu Świerzawy – w Dobkowie oraz, w rezultacie wertykalnych przemieszczeń uskokowych, wzdłuż całej południowo-wschodniej granicy z cokołem metamorficznym i na odcinku między Janochowem a Lubiechową. Najlepiej poznane są polimiktyczne zlepieńce z Dobkowa, odznaczające się wybitnym brakiem sortowania, słabym obtoczeniem i niedojrzałością osadów (Ostromęcki, 1973). W materiale okruchowym dominują odłamki skał wylewnych: różowawe, zielonkawe lub fioletowe ryolity (porfiry) i ryodacyty (paleoporfiry) oraz w mniejszej ilości okruchy kwarcu, lidyków, kwarcytów, marmurów, fyllitów, łupków kwarcowo-serycytowych, łupków zieleńcowych, zieleńców i różnych brekcji.

Zlepieńce polimiktyczne zbudowane są z grubych, ponad 1 m ławic, wewnątrz których zauważa się niekiedy imbrykację, skośne warstwowanie w dużej skali i spadek grubości ziarna w górnych partiach ławic. Są dość spoiste, o lepszemu ilasto-żelazistym, nadającym skale czerwono-brunatną barwę. Wyjątkowo, na południe od wschodniego krańca Dobkowa, napotkano zlepieńce szarozielonkawe

o lepiszczu krzemionkowym. Utwory te są osadem środowiska szybkiej i chaotycznej akumulacji typu stożków piedmontowych, sypanych u podnóża aktywnej krawędzi wypiętrzanego górotworu.

Piaskowce i zlepieńce z wkładkami mułowców, iłowców i tufów występują w obrębie wąskiej wychodni wzdłuż północnego uskoku ramowego rowu Wlenia na północ od Płoszczyzny. Należą one do formacji z Wielisławki. Zlepieńce mają zabarwienie brunatnoczerwone lub ciemnowiśniowe. Są one bogate w otoczaki kwarcu, fragmenty łupków metamorfiku kaczawskiego, metaryolitów, rzadziej wapieni krystalicznych i gnejsów. W niektórych próbkach znaleziono okruchy czerwonych piaskowców. Wszystkie fragmenty skał są ostrokrawędziste lub bardzo słabo obtoczone. Zlepieńce przeławicają się z piaskowcami zlepieńcowatymi i czerwono-brunatnymi piaskowcami drobnoziarnistymi z domieszką materiału tufogenicznego. Cały kompleks osadowy scementowany jest przez masę ilasto-żelazistą oraz spoiwo piaszczysto-ilaste. Łączna miąższość tych utworów nie przekracza 75 m. Nie są one wyraźnie warstwowane, miejscami jedynie można zauważyć słabą smużystość.

Andezyty i trachyandezyty tworzą wystąpienie na wschód od Janochowa, w formie intruzywnego pnia wykorzystującego zluźnienie na granicy metamorfiku kaczawskiego i rowu Świeżawy oraz na zachód od Lubiechowej. Są to skały brązowo-czerwone o strukturze migdałowej. W średnioziarnistym tle skalnym tkwią drobnokrystaliczne białe i żółte migdały – owalne lub wrzecionowate o średnicy do 1 cm i dłuższej osi do 3 cm. Przy kompletnym zwietrzeniu tło skalne przyjmuje kolor żółty, a migdały stają się rdzawe.

9. Trias

Trias na obszarze arkusza Wojcieszów reprezentowany jest przez utwory piaskowca pstrego formacji z Radłówki. Utwory te odsłaniają się lokalnie w północno-wschodniej części arkusza przy północnej granicy rowu Wlenia na północ od Płoszczyzny.

a. Trias dolny i środkowy

Piaskowce z wkładkami zlepieńców i mułowców występują na przemian z piaskowcami zlepieńcowatymi. Miąższość ich wynosi około 25 m. Opisywane piaskowce są różowe do czerwonych, widoczne są w nich partie bardziej grubo- i drobnoziarniste. Laminy gruboziarniste są ubogie w lepiszcze. Bardzo drobnoziarniste piaskowce charakteryzują się nieregularną laminacją podkreślaną przez naprzemianległe strefy o zabarwieniu czerwonym i białym lub różowym, a także drobne przewarstwienia czerwonych mułowców. Obok warstwowania równoległego często pojawia się skośne. (Mroczkowski, 1971; Gorczyca-Skała, 1977). W partiach spągowych piaskowców częste są wkładki zlepieńców złożonych z otoczek kwarcu i skał metamorficznych. Bardziej szczegółowo są one opisane na arkuszu SMGP 1:50 000 Jelenia Góra.

10. Kreda

a. Kreda górna

W obrębie rowu Wlenia brak jest osadów od piaskowca pstrego po kredę dolną włącznie. W kredzie górnej sedymentacja została wznowiona. Na obszarze arkusza Wojcieszów utwory cenomanu i turonu reprezentowane są przez piaskowce zlepieńcowate, piaskowce i margle. Utwory te w centralnej części rowu Wlenia zalegają prawie poziomo, natomiast ulegają one zestromieniu na obu, dyslokacyjnych skrzydłach rowu. Z braku dobrze zachowanej fauny przewodniej rozpozniowanie utworów kredy jest niezbyt dokładne.

Cenoman

Piaskowce kwarcowe, piaskowce glaukonitowe i zlepieńce występują w południowo-wschodniej części rowu Wlenia, gdzie osiągają miąższość ponad 100 m, na wschód od zachodniego krańca Czernicy, na północ i południe od Płoszczyzny. Występują tam zarówno piaskowce zlepieńcowate jak i zlepieńce kwarcowe. Są to zlepieńce, drobnoziarniste. Składają się one z otoczków, kwarcu mlecznego bezbarwnego lub różowego. Wielkość otoczków dochodzi do 3 cm, zwykle waha się w granicach 0,5–1,5 cm. Ich obtoczenie i wysortowanie jest miejscami bardzo dobre, najczęściej dobre. Są one ubogie w lepiszcze, a przestrzenie między dużymi ziarnami zajmuje drobnoziarnista mozaika kwarcowa. Niekiedy wkładki piaskowców są bogate w lepiszcze ilaste. Ziarna kwarcu tła skalnego są słabo obtoczone. Barwa tła skalnego jest biała do brunatno-żółtej. W blokach tych skał w okolicy Płoszczyzny, znaleziono duże odłamki i okruchy łupków fyllitowych. Spotyka się w nich także odciski i ośródkie fauny (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1993): *Pecten /Naitbea/ quadri-coctatus* S a w., *Lima /Plagiostoma/ cretacea* W o o d, *Lima /Plagiostoma/ subsigida* R o m e r, *Lima /Plagiostoma/ marrotiana* d' O r b., *Ostrea diluviana* i *Ostrea cunabula*, co pozwala na przypisanie opisanego wydzielenia do cenomanu dolnego. Wzdłuż północnej i południowo-zachodniej krawędzi rowu Wlenia występują piaskowce glaukonitowe. Wychodnie ich ciągną się wzdłuż kontaktu z łupkami metamorficznymi lub wzdłuż wychodni piaskowców kwarcowych tam, gdzie dochodzą one do granicy z utworami metamorfiku kaczawskiego. Granica między obiema odmianami piaskowców jest płynna. Maksymalna miąższość piaskowców glaukonitowych wynosi około 140 m. Piaskowce glaukonitowe są białoszare z odcieniem zielonym lub oliwkowym, są niewyraźnie warstwowane. Na powierzchniach ławic obserwuje się pseudoszczeliny z wysychania, hieroglify prądowe oraz ślady pełzania. Poza ziarnami kwarcu o różnym stopniu obtoczenia występują w nich się nieregularne, zielone ziarna glaukonitu wchodzące w skład spoiwa skały. Lepiszcze skał jest piaszczysto-ilaste.

Piaskowce margliste i margle (poziom *Actinocamax plenus*) pojawiają się w stropie cenomańskich utworów piaskowcowych. Pierwotnie zaliczano je w całości do turonu. Do cenomanu

zalicza się warstwę o miąższości około 60 m margli piaszczystych występujących na obu skrzydłach rowu Wlenia. Warstwa ta wyklinowuje się lub znika ku północnemu zachodowi. Są to skały szare, miejscami z odcieniem zielonawym. Zbudowane są z drobnych ziarenek obtoczonego kwarcu i glaukonitu spojonych materiałem wapnistym z lokalnie nagromadzonymi mikroskamieniałościami i nierozpoznawalnymi fragmentami skorupki węglanowych.

Turon

Margle piaszczyste z wkładkami piaskowców wapnistych i mułowców odsłaniają się na małym obszarze na wschód od wsi Płoszczyna. Łączna ich miąższość wynosi około 50 m. Margle piaszczyste są szare, przeważnie o nieregularnej oddzielności i bez wyraźnie widocznego warstwowania. Piaskowce wapniste nie tworzą naturalnych odkrywek, znane są z wkopów. Podobne margle nawiercono w jednym otworze (22B, Sroga i in., 1994) w strefie złoża barytowo-fluorytowego Jeżowa Sudeckiego. Ich dzisiejsza pozycja jest bez wątpienia natury tektonicznej. Wypełniają one strukturę typu rowu tektonicznego, będącą południowo-wschodnim przedłużeniem rowu Wlenia. Są to skały szare i jasnoszare, laminowane, składające się z materiału mułowcowego z domieszką substancji wapnistej i minerałów ilastych oraz zmiennej ilości kwarcu we frakcji aleurytowej. Niekiedy można rozpoznać skamieniałości otwornic. W głębszych partiach (poniżej 60 m) występują nieliczne ziarna glaukonitu (Sroga i in., 1994).

Koniak

Piaskowce wapniste tworzą niewielką wychodnię na południe od Płoszczyny. Jest to ich ostatnie powierzchniowe wystąpienie na obszarze południowo-wschodniej części rowu Wlenia.

11. Paleogen i neogen

Gliny zwietrzelinowe (regolity) występują jedynie w otworach wiertniczych na zboczach Góry Rybień na północny wschód od Jeleniej Góry (otw. 83, 90). Są to utwory będące efektem wietrzenia chemicznego granitów karkonoskich. Miąższość glin dochodzi do 30 m.

Bazalty stwierdzono tu jedynie w kilku niewielkich wystąpieniach na obszarze wychodni granitów karkonoskich na północ od Jeleniej Góry (góra Skowron). Tworzą one fragmenty pni bazaltowych. Przepowierzchniowe partie zostały wyeksploatowane jeszcze w XIX w. Bazalty te są skałami masywnymi o barwie czarnej i strukturze afanitowej. Pozycja geologiczna i wiek bazaltów zostały omówione przez Badurę i Przybylskiego (2004). Bazalty stwierdzono także w jednym otworze wiertniczym (5B, Sroga i in., 1994) w strefie Jeżowa Sudeckiego, gdzie występują w formie wiązki żył o miąższości do 2–3 m. Są to skały drobnoziarniste o strukturze porfirowej. Prakryształy są reprezentowane przez pseudomorfozy serpentynowe lub węglanowe z antygorytem i talkiem po oliwinach

oraz przez pirokseny (augit, enstatyt). Tło skalne o strukturze intergranularnej tworzą drobne słupki augitu i grudki tlenków żelaza. Miejscami obserwuje się fragmenty zrekrytalizowanego szkliwa.

12. Czwartorzęd

a. Plejstocen

W stratygrafii utworów czwartorzędowych wciąż nierozstrzygniętą kwestią jest ilość zlodowaceń, które objęły obszar arkusza Wojcieszów, a konkretnie, czy dotarł tu tylko łądolód środkowopolski, co akceptuje większość autorów arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, czy tylko łądolód południowopolski, z ewentualnym rozbiciem na dwie fazy glacji, czy też mamy do czynienia z dwoma zlodowaceniami o jednakowym lub różniącym się tylko o kilkanaście kilometrów zasięgu (m.in.: J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1993; Dumanowski, 1952, 1961b; Jahn, 1966; Szponar, 1986). Na omawianym obszarze brak jest ewidentnych przykładów dwudzielności glin zwałowych. Brak odpowiednich metod datowania glin nie pozwala na jednoznaczne określenie ich wieku. Geniesser (1936) zakładał dwukrotność zlodowacenia Sudetów Zachodnich, a Jahn (1954) stwierdził dwudzielność glin w Kotlinie Jeleniogórskiej. Jednakże wykazali oni, że nie wynika ona z dwukrotności zlodowacenia, lecz z procesów sedymentacyjnych przy czole łądolodu. Michniewicz (Michniewicz i in., 1996; Michniewicz, 1998) stwierdza w większości dolin Sudetów Zachodnich tylko jeden poziom glin zwałowych, którą łączy ze zlodowaceniem południowopolskim. Podobne rozwiązanie przyjęli Badura i Przybylski (1998) zakładając, że w głąb kotlin śródgórskich wkroczył tylko jeden łądolód w czasie zlodowaceń południowopolskich. W ujęciu tych autorów łądolód zlodowacenia Odry w Sudetach Zachodnich nie sięgnął powyżej wysokości 300–320 m n.p.m. Pogląd o tak dalekim zasięgu południowym jedynie zlodowacenia południowopolskiego może być także oparty na pracy Eissmanna (2002). Tym samym utwory glacialne występujące w Kotlinie Jeleniogórskiej w południowej części terenu wiązane powinny być raczej ze zlodowaceniami południowopolskimi. Tu także występować mogą resztki południowopolskich pokryw wodnolodowcowych i zastoiskowych. Natomiast gliny zwałowe spotykane na powierzchni terenu w północnej części, zostawił głównie łądolód zlodowaceń środkowopolskich, a gliny zlodowaceń południowopolskich zostały tu w dużej mierze rozmyte podczas interglacjału mazowieckiego. Zachować się mogły one jedynie fragmentarycznie w głębszych partiach dolin kopalnych.

Starsze ogniwa litologiczne plejstocenu mogą zalegać w obrębie południkowej kopalnej doliny Prakaczawy przebiegającej w północno-wschodniej części terenu. Na odcinku Kaczorów–Okrajek dno doliny leży na głębokości 40–70 m poniżej obecnego poziomu aluwiów. W dnie doliny zalegają utwory piaszczysto-żwirowe, interpretowane jako osady eoplejstoceniowe (preglacialne). Przykryte są one przez warstwę ilów zastoiskowych i gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich.

Zlodowacenia południowopolskie

Mułki i ropy zastoisowe odsłaniają się obecnie w obrębie małej wychodni na wzniesieniach granitowych na północ od Maciejowej w poziomie około 365 m n.p.m. Miąższość ropy zastoisowych jest tu nieznaną. Są tu one przykryte przez gliny zwałowe.

Utwory zastoisowe są także znane z wyrobiska starej cegielni w Marciszowie Dolnym w południowo-wschodniej części terenu, gdzie występują pod pokrywą glin zwałowych. Związane są tu one z lokalnym jeziorem zastoisowym utworzonym w dolinie górnego Bobru. W partiach stropowych i spagowych utworów zastoisowych zaznacza się przewaga materiału piaszczystego i mułkowego. Charakterystyczne dla utworów zastoisowych warwy składają się z ciemnych, prawie czarnych warstewek ilastych i jaśniejszych piaszczysto-mułkowych. Strop utworów zastoisowych bywa silnie zaburzony na kontakcie z leżącymi na nich glinami zwałowymi.

Należy wspomnieć, że zarówno zastoisowa geneza jak i czwartorzędowy wiek wstęgowych ropy w Kotlinie Jeleniogórskiej były kwestionowane przez Dyjora i Sadowską (1968) oraz Oberca i in. (1969a, b). Autorzy ci twierdzili, że utwory warwowe pobrane z kilku stanowisk zawierają stosunkowo bogate spektrum pyłków roślinnych typowych dla okresu miocenu. Ponadto na podstawie obecności typowego dla utworów morskich organizmu *Hystrix (Hystrichosphaeridium)* Dyjor i Sadowska (1968) stwierdzają, że osady te związane były z neogeńskim zbiornikiem z okresowymi ingresjami morskimi. W podjętej dyskusji przeciwnicy takiego rozwiązania podkreślali, że nie można opierać wniosków genetycznych i stratygraficznych na jednostronnych badaniach szczątków roślinnych, które są najprawdopodobniej na wtórnym złożu (H. Teisseyre, 1969; Walczak, 1969). Typowa dla osadów glacialnych redepozycja różnego rodzaju szczątków organicznych jest charakterystyczna zwłaszcza dla utworów pozostałych po lądolodach najstarszych zlodowaceń, gdy lodowiec erodował bezpośrednio starsze podłoże.

Gliny zwałowe występują w postaci nieregularnych płatów w Kotlinie Jeleniogórskiej i na południowych zboczach Gór Kaczawskich w rejonie Dziwiszowa, Jeleniej Góry i Łomnicy Dolnej znacząc ślad odnogi lądolodu. Zasięg ich występowania nie przekracza zwykle wysokości 380 m n.p.m. Liczne wychodnie glin zwałowych występują także w obrębie rowu Wlenia, gdzie ich pionowy zasięg sięga 400 m n.p.m. Miąższość ich jest zróżnicowana, najczęściej waha się w granicach 1–5 m. Większość glin zwałowych występujących na obszarze arkusza ma kolor brunatnoszary. Często są to gliny silnie piaszczyste, przechodzące w piaski gliniaste. We frakcji żwirowej glin zwałowych dominuje materiał lokalny. W obrębie Kotliny Jeleniogórskiej zawierają one głównie okruchy granitów karkonoskich, gnejsów izerskich, łupków łuszczycowych i kwarcu. Skały pochodzące z obszaru bałtyckiego i skandynawskiego występują w mniejszych ilościach i są to zwykle krzemienie, kwarcyty z Dala i granity rapakiwi.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w postaci mniejszych lub większych płatów głównie na glinach zwałowych, rzadziej bezpośrednio na skałach starszego podłoża, w okolicy Dziwiszowa i Radomierza na południowych stokach Gór Kaczawskich, a także na zboczach rowu Wlenia. Miąższości tych osadów nie przekraczają zwykle kilku metrów. Często formy występowania osadów wodnolodowcowych wskazują, że mogły one być akumulowane w postaci tarasów kemowych w czasie recesji lądolodu, jak miało to miejsce w rejonie Jeziora Pilchowickiego na sąsiednim terenie (Jahn, 1966). Osady wodnolodowcowe są zwykle źle wysortowane. Barwa osadu jest przeważnie żółta lub żółtoszara. Skład petrograficzny, podobnie jak w glinach zwałowych, jest zróżnicowany i zależy od lokalnie występujących skał podkenozoicznego podłoża. Charakterystyczną cechą typową dla utworów wodnolodowcowych całych Sudetów Zachodnich i ich przedpola jest duża zawartość ziaren mlecznego kwarcu. Podobne utwory wodnolodowcowe stwierdzono wokół starej cegielni w Marciszowie Dolnym.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Utwory związane genetycznie ze zlodowaceniem Odry występują na powierzchni jedynie w północnej części obszaru arkusza Wojcieszów, zwłaszcza w obniżeniu Świerzawy. Są to utwory zastoiskowe, lodowcowe (gliny zwałowe, żwiry i piaski lodowcowe) oraz wodnolodowcowe. Te ostatnie reprezentują prawdopodobnie dwa poziomy: z fazy kataglacjalnej zlodowacenia (piaski i żwiry pojawiające się pod glinami zwałowymi) oraz fazy anaglacjalnej i deglacjacji lądolodu. Tworzą one rozległe pokrywy utworów wodnolodowcowych między Wojcieszowem Dolnym a Mysłowem, a także pagóry kemowe w obniżeniu Świerzawy.

Mułki, iły i piaski zastoiskowe stwierdzono we wkopach ziemnych w okolicy Janochowa na południe od Wojcieszowa Górnego, na zachód od Lipy (Kozdrój, 1995) oraz w okolicy Lubiechowej. Są to rytmicznie warstwowane drobnoziarniste piaski, mułki i iły zaburzone glacitektonicznie. Jaśniejsze, białe warstewki piaszczyste o grubości od kilku milimetrów do 2 cm przeławicają się z cięszymi, brązowymi laminami ilowymi. Obserwowano w nich również regularne struktury prądowe. Spotykanne w innych rejonach Gór Kaczawskich grube pokłady osadów zastoiskowych leżą zwykle na glinach zwałowych zlodowaceń południowopolskich. Opisane powyżej osady, występujące na różnych poziomach hipsometrycznych są małej miąższości, mają niewielkie rozprzestrzenienie, przykryte są ponadto utworami wodnolodowcowymi, bądź glinami zwałowymi zlodowaceń środkowopolskich. Wydaje się, że są to osady niewielkich zastoisk, związanych z sedymentacją osadów rzeczno-lodowcowych tego zlodowacenia.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują w izolowanych płatach w północnej części terenu, w obniżeniu Świerzawy. Odznaczają się bardzo dobrą segregacją materiału

i jednocześnie dużą różnorodnością zmieniających się na małej przestrzeni struktur akumulacyjnych. Spotyka się np. gruboławicowe, żółte piaski równoziarniste pozbawione zupełnie domieszek żwirowych, a nieopodal horyzontalnie lub skośnie warstwowane piaski drobnoziarniste i żwirki zapiaszczone. W osadach tych spotyka się stosunkowo małą domieszkę otoczków lokalnych skał metamorficznych.

Gliny zwałowe pokrywają duże połacie północnej części obszaru arkusza Wojcieszów w rowie Świerzawy. Pierwotnie ich pokrywa była prawdopodobnie znacznie większa (Jahn, 1980, 1981). Po deglacjacji, erozja w większości usunęła zgromadzony na zboczach górskich materiał, pozostawiając nieliczne, większe głązy narzutowe – skandynawskie granitoidy, gnejsy i kwarcyty oraz lokalne bazalty. Gliny zwałowe, ilaste spotyka się w miejscach, gdzie były bezpośrednio deponowane na głęboko zwietrzałych skałach starszego podłoża. Są zazwyczaj zawilgocone i plastyczne, barwy szarej lub brunatnej, często pstre. Zawierają, stanowiący najwyżej 5% masy, przemieszany materiał okruchowy skał podłoża i nieliczne eratyki północne. Drugi typ glin, o największym rozprzestrzenieniu, to gliny ilasto-piaszczyste z eratykami. Cechują się one brązowym zabarwieniem, słabą plastycznością i chaotycznym wymieszaniem składników różnych frakcji. Posiadają też lokalnie liczne, soczewkowate wkładki zailonych piasków i żwirów. Na mapie wyróżniono też obszary, gdzie pokrywa glin zwałowych zalega na starszych piaskach i żwirach wodnolodowcowych.

Żwiry i piaski lodowcowe tworzą nieregularne płyty o niewielkiej miąższości na wysoczyźnie plejstocenijskiej między Lubiechową a doliną Kaczawy. Rozpoznano je we wkopach ziemnych, gdzie leżą na glinach zwałowych lub piaskach i żwirach fluwioglacjalnych, z którymi kontaktują wzdłuż nieregularnych powierzchni lub wypełniają wyżłobione w nich wąskie rynny erozyjne. Są to zwykle źle wysortowane, chaotycznie deponowane, średnio- i grubookruchowe żwiry, często zaglinione.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) spotyka się w okolicy Mysłowa, Kaczorowa i Okrajka oraz wzdłuż dolin rzek Kaczawy i Świerzawy. Jako klasyczne tarasy kemo-we typu dolinnego z okolic Mysłowa opisuje je Chachaj i inni (1984). Rozwinięte są po obu stronach górnego odcinka Kaczawy na wysokości 400–480 m n.p.m. Są to szarożółte, brązowe lub białe zespoły żwirowe, żwirowo-piaszczyste lub piaszczysto-pyłowe, równoległe lub krzyżowo warstwowane, tworzące lekko skośne w stosunku do siebie zestawy warstw grubości do 4 m. Często wśród warstw piaszczystych spotyka się kilkunastocentymetrowe otoczaki. We frakcji grubookruchowej znaleziono najwięcej otoczków skał miejscowych (łupki radzimowickie, zieleńce, keratofiry, lidyty, porfiry) oraz eratyków z przedpoła Sudetów (bazalty, granitoidy), w mniejszej ilości ze Skandynawii (granity, kwarcyty, gnejsy). Generalnie niezmienny, łagodny upad warstwowania (5–10°) w centralnych partiach pokryw wodnolodowcowych okolic Mysłowa wskazuje na przepływ wody w kierunku zachodnim, zgodnie z osią doliny Kaczawy. Deformacje

wywołane grawitacyjnym zsuwaniem się nagromadzonych osadów obserwuje się w partiach marginalnych pokryw wodnolodocowych.

Piaski i żwiry kemów. Zakwalifikowano do nich utwory, z których zbudowane są wyróżniające się w rzeźbie terenu pozytywne formy morfologiczne w rowie Świerzawy w rejonie Dobkowa (góra Piaseczna) i Lubiechowej. Są to kilkunastometrowej wysokości wydłużone pagórki, wyrastające ponad wyrównany teren pokryty glinami zwałowymi. Wydzielenie to obejmuje utwory żwirowo-piaszczyste, których lokalizacja w terenie, forma morfologiczna i charakter akumulacji wskazują, że powstały one podczas arealnej ablacji lądolodu środkowopolskiego.

Zlodowacenie Warty

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–12,0 m n.p. rzeki tworzą wyraźne półki i spłaszczenia wyższego poziomu dolinnego, które zachowały przede wszystkim w dolinie Bobru w rejonie Jeleniej Góry i Janowic Wielkich oraz w dolinie Łomnicy w Mysłakowicach. Niewielkie, reliktowe fragmenty tego tarasu występują także w przełomowym odcinku doliny Bobry między Ciechanowicami, a Janowicami Wielkimi. Żwiry i piaski rzeczne zalegają na ogół na cokole skalnym zbudowanym ze zwietrzałych w różnym stopniu granitów karkonoskich, miejscami żwiry tego tarasu występują na glinach zwałowych lub na osadach wodnolodowcowych. Miąższość żwirów rzecznych tego poziomu nie przekracza 5 m. Materiał żwirowy budujący te tarasy jest zróżnicowany. W osadach tarasów Bobru obok otoczków granitów karkonoskich i skał z depresji śródsudeckiej występują także różne skały metamorfiku Gór Kaczawskich. Domieszkę stanowią otoczaki skał północnych i skandynawskich, przede wszystkim krzemienie i kwarcyty z Dala.

Zlodowacenia północnopolskie

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–7,0 m n.p. rzeki stwierdzono w dolinie Bobru między Ciechanowicami, a Jelenią Górą. Tarasy te występują tu fragmentarycznie, tworząc wąskie półki stanowiące resztki dawnej pokrywy aluwialnej. Fragmenty tego samego zasypania rzecznoego obserwuje się w rejonie Karpnik ponad obszernymi, nieckowatymi obniżeniami holocenijskimi. Żwiry tych tarasów zbudowane są z otoczków różnego kształtu i wielkości, na ogół są niewysortowane i słabo uławiczone. W materiale żwirowym występują otoczaki skał kaczawskich, kredowych i północnych.

W północnej części obszaru arkusza Wojcieszów, na niektórych skarpach dolin Świerzawy i Kaczawy zachowały się fragmenty tarasów rzecznych zbudowanych z grubookruchowych żwirów, przeważnie skał zieleńcowych. Żwiry te miejscami są silnie zaglinione i zapiaszczone oraz zawierają eratyki północne co wskazuje, że materiał pochodzi częściowo z rozmywanych glin zwałowych oraz piasków i żwirów fluwioglacjalnych.

Gliny pyłowate, lessopodobne. Na terenie arkusza występują charakterystyczne gliny cechujące się tym, że są całkowicie pozbawione bloczków lub otoczków. Jako osady akumulacji częściowo eolicznej pyły powstawały w warunkach peryglacialnych lub po deglacjacji lądolodu (Jahn, 1968). Spotyka się je w formie grubych nawet na kilka metrów pokładów u podstawy skarp dolinnych (np. potoku Radzynka) lub w formie cieńszych pokryw na spłaszczeniach morfologicznych południowych zboczy Gór Kaczawskich między Komarnem a Radomierzem, gdzie sąsiadują z glinami stokowymi. Są to gliny pyłowato-piaszczyste wyraźnie laminowane lub smugowane. Laminy jaśniejsze są wzbogacone we frakcję drobnopiaszczystą. Można w nich zaobserwować drobne łuseczki jasnych łyszczyków i cienkie soczewki drobnych piasków. Gliny te nie reagują z kwasem solnym. Utwory pyłowate, lessopodobne ulegały ruchom masowym na stokach przechodząc w gliny i pyły deluwialne. Są one osadem homogenicznym, całkowicie nieplastycznym, barwy jasnobrązowej, pozbawionym warstwowania i zawierającym niewielkie ilości materiału okruchowego. Zawierają one natomiast dużo szczątków roślinnych i blaszek detrytycznych łyszczyków.

Najwyższy punkt, w którym stwierdzono obecność pokryw glin pyłowatych, to 380–390 m n.p.m., w rejonie kolonii Komarno. Leżą tu one na glinach zwałowych i piaskach i żwirach wodnolodowcowych z okresu zlodowaceń południowopolskich.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny zwietrzelinowe z rumoszem skalnym są efektem plejstoceńskich i holoceńskich procesów wietrzeniowych i masowych na stokach. Wiekowe ich rozdzielenie jest niemożliwe. Względny kryterium może być spostrzeżenie, że starsze gliny są bardziej zawodnione, plastyczne, zwarte i zawierają mniejsze, zaokrąglone i bardziej zwietrzałe okruchy skalne. Młodsze gliny są szarobrunatne, z ostrokrawędzistym rumoszem. W wielu miejscach gliny deluwialne wypełniają całkowicie górne partie dolin potoków. Przemieszczając się w dół stoków gliny te często mieszają się z glinami zwałowymi lub osadami wodnolodowcowymi i u wylotu dolin tworzą lekko wypukłe pokrywy glin gruzowych stożków napływowo-usypiskowych. Ruch glin zwietrzelinowych odbywał się i wciąż trwa nawet na zboczach o małym nachyleniu, czego dowodem są to tzw. haki zboczowe obserwowane we wkopach usytuowanych na wychodniach łupków metamorficznych. Należą one do utworów gruzowych, gruzowo-gliniastych, gliniasto-piaszczystych i gliniastych w zależności od charakteru bezpośredniego podłoża. Na mapie geologicznej zaznaczone są one jako wydzielenia powierzchniowe w tych miejscach, gdzie osiagają miąższości przekraczające 2 m i w znacznym stopniu maskują podłoże. Znaczne powierzchniowo płyty tych utworów zalegają na południowych stokach Gór Kaczawskich, na zboczach rowu Wlenia, a także w górnych odcinkach dolin na obszarze całego arkusza. W zależności od charakteru podłoża, na którym występują odznaczają się one różnym składem petro-

graficznym i dominującą frakcją okruchów skalnych. Na ogół są to utwory gliniaste i gliniasto-piaszczyste z domieszką głazów i gruzu skalnego.

Gliny, piaski i mułki deluwialne występują w północno-wschodniej części terenu na styku z obszarem arkusza Złotoryja, wypełniając niewielkie obniżenie.

c. Holocen

Piaski, żwiry, miejscami mady den dolinnych i tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p.rzeki na omawianym obszarze znajdują się we wszystkich dolinach rzek i potoków. Grubość tych osadów sięga od 1 do 5–10 m. Aluwia budujące najmłodsze tarasy zalewowe są zróżnicowane pod względem wykształcenia zależnie od odległości od źródeł cieków, jego siły nośnej, kształtu i rozmiarów doliny. W górnych partiach potoków aluwia są słabo rozwinięte i z reguły składają się z przemytych glin deluwialnych i rumoszy skalnych. Lepiej wykształcone są aluwia u wylotu większych cieków, gdzie tworzą się stożki napływowe oraz w dobrze ukształtowanych, płaskodennych dolinach Bobru, Łomnicy, Świerzawy i Kaczawy. Obserwowane w okolicy Starej Kraśnicy aluwia Kaczawy i Świerzawy składają się z trzech poziomów. Najwyższy tworzy półmetrowej grubości warstwa glebowa i ciemne namuły z drobnym rumoszem skalnym. Pod nim leży poziom żwirów grubo- i drobnookruchowych, gęsto upakowanych, lokalnie tylko noszących ślady poziomego wysortowania. Żwiry te składają się głównie z otoczków skał metamorficznych. Miejscami są silnie zagłębione i przechodzą stopniowo w brunatne gliny pylasto-piaszczyste. Ten mieszany, żwirowo-gliniasty poziom przechodzi lateralnie albo przykrywa dobrze wysortowane, równoległe warstwowane, żółto-brązowe piaski i żwiry piaszczyste.

Charakter petrograficzny osadów den dolin uzależniony jest od budowy geologicznej obszaru alimentującego oraz odcinka doliny, na którym zachodzi transport i akumulacja materiału skalnego.

Holocenijskie tarasy 1–3 m n.p.rzeki występują po obu stronach większych rzek i potoków. Można je prześledzić w dolinie Bobru i Łomnicy, gdzie budują szerokie, płaskie dno doliny. Materiał budujący tę formę jest piaszczysto-gruzowy, piaszczysty i madowy. Skład jego jest bardzo różnorodny i uwarunkowany w dużej mierze skałami podłoża, chociaż w mniejszym stopniu aniżeli w przypadku małych wąskich dolin w Górach Kaczawskich.

Gliny, żwiry i rumosze stożków napływowo-usypiskowych. Utwory stokowe, reprezentowane przez gliny deluwialne z rumoszem skalnym przemieszczając się w dół stoków często mieszają się z glinami zwałowymi lub osadami wodnolodowcowymi i u wylotu dolin tworzą lekko wypukłe pokrywy glin gruzowych stożków napływowo-usypiskowych. Przykłady takich utworów występują w rejonie Podgórek i Mysłowa.

Namuły torfiaste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują w południowej części obszaru arkusza w obrębie szerokich, nieckowatych obniżień dolinnych w rejonie Wojanowa i na północ od Trzcinańska. Utwory te są reprezentowane przez ciemno-brunatne i czarne namuły piaszczyste z dużą domieszką substancji organicznej. Ich miąższość nie przekracza 2–3 m. Są to obszary podmokłe, obecnie zmeliorowane. Założone są tu, zwłaszcza w rejonie Karpnik, liczne stawy rybne.

Torfy stwierdzono na ograniczonych obszarach w okolicy Janowic Wielkich w południowej części terenu. Tworzą one niewielkiej miąższości pokrywę w obrębie płaskich, zabagnionych obniżień, zmeliorowanych przy liczne kanały. Występują w związku przestrzennym z namułami torfiastymi.

B. TEKTONIKA

Główny rys budowy tektonicznej obszaru arkusza Wojcieszów determinuje obecność prawie równoleżnikowych dyslokacji: uskoku śródsudeckiego, biegnącego przez środek terenu oraz południowego i północnego uskoku Świerzawy (tabl. II), wzdłuż których ma miejsce zasadniczy podział na widoczne obecnie wyniesione zręby zbudowane ze skał magmowych i metamorficznych należących do piętra waryscyjskiego oraz relatywnie obniżone rowy, lub półrowy wypełnione skałami osadowymi permo-karbonu i mezozoiku reprezentujących piętro laramijskie.

Uskok śródsudecki. Uskok śródsudecki stanowi regionalną, wykraczającą daleko poza ramy obszaru arkusza, linię dyslokacyjną o założeniach paleozoicznych, kilkakrotnie reaktywowaną w czasie młodszych epok geologicznych (m.in. Oberc, 1972; Jerzmański, 1974). Jej znaczenie geodynamiczne było różnorodnie interpretowane. Część badaczy umniejszała jego tektoniczną rolę, dopatrując się na odcinku między metamorfikiem izerskim i kaczawskim (na zachód od granic arkusza) stopniowego, metasomatycznego przejścia między tymi kompleksami (Gorczyca-Skała, 1966; Smulikowski, 1972; H. Teisseyre, 1967). Inni dopatrywali się tu ważnej granicy między blokami skorupowymi o różnej litostratygrafii utworów paleozoicznych i odmiennej historii dynamometamorficznej (np. Don, 1990; Oliver i in. 1993). Według Aleksandrowskiego (1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997) uskok ten ma charakter regionalnej, przesuwczej strefy ścinania, wzdłuż której przemieszczenia, głównie podczas dolnego karbonu, osiągnęły nawet 300 km. Żelaźniewicz (Żelaźniewicz i in., 1997) dowodzi, że inicjacja uskoku śródsudeckiego jako uskoku listrycznego dokonała się w ordowiku lub dewonie podczas rozciągania podłoża kadomskiego i formowania basenu paleozoicznego Gór Kaczawskich, a później nastąpiła jego kilkakrotna aktywizacja w dobie ruchów waryscyjskich. Cymerman (1998b) z kolei określa uskok śródsudecki jako strefę pociętą szeregiem podrzędnych, kruchych uskoku, które nałożyły się częściowo na starsze waryscyjskie struktury powstałe w czasie

ścianania w warunkach podatnych (metamorficznych). Na obszarze arkusza Wojcieszów uskoki i spękania w tej strefie zostały wykorzystane przez iniekcje ryolitowe oraz żyły barytowe i polimetaliczne (M. Szałamacha, 1974, 1976; Sroga, 1994).

Metamorfik Rudaw Janowickich. Opis morfologii, orientacji i następstwa struktur tektonicznych w obrębie kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich przedstawiono w szeregu publikacjach (m.in. Oberc, 1960; J. Szałamacha, 1969; M. Szałamacha, J. Szałamacha, 1967, 1991; J.H. Teisseyre, 1968, 1973; Cymerman, 1996, 1998a; Mazur, 1995, 1998, 2003; Aleksandrowski i in., 1997; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Aleksandrowski, 2003; Kozdrój, 2000, 2003). We wszystkich pracach podkreśla się obecność co najmniej dwóch, głównych epizodów dynamometamorficznych oznaczanych zwykle jako D_1 i D_2 , które zaistniały jeszcze przed intruzją granitów Karkonoszy. Obecnie uważa się, że procesy te związane są z formowaniem waryscyjskiego stosu płaszczowinowego (jednostka Kowar–Czarnowa i Leszczyńca stanowią jego elementy) przy przemieszczeniach mas skalnych na linii W–E w okresie od górnego dewonu i dolnego karbonu. Różnie interpretowane wskaźniki kinematyczne są przyczyną przyjmowania odmiennych modeli formowania się tego stosu (por. Mazur, Kryza, 1996; Cymerman, 1996, 1998a; Cymerman i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2001; Seston i in., 2000; Mazur, 2003; Kozdrój, 2003).

Zachodząca w warunkach podatnych facji amfibolitowej deformacja D_1 wytworzyła foliację metamorficzną S_1 oraz towarzyszące jej struktury liniowe L_1 (typu lineacji ziarna mineralnego, czyli lineacji z rozciągania) i fałdowe F_1 (typu drobnych, śródfoliacyjnych fałdów wąskopromiennych), a drugi epizod D_2 , w warunkach podatno–kruchych, doprowadził do intensywnego sfałdowania foliacji (fałdy F_2 ze zginania, asymetryczne i otwarte) i lokalnego rozwoju w strefach osiowych tych fałdów nowego złupkowania S_2 (typu kliważu osiowego), któremu towarzyszy nowa lineacja L_2 typu zmarszczkowania, rzadziej typu lineacji z rozciągania. W jednostce Kowar–Czarnowa dominują lineacje L_1 o stromych upadach w kierunku wschodnim, natomiast w jednostce Leszczyńca struktury te są słabiej rozwinięte, a lepiej widoczne są lineacje, prawie subhoryzontalne o przebiegu południkowym związane są z fazą D_2 (Kozdrój, 2003).

Nakładanie się struktur faz D_1 i D_2 jest dobrze widoczne w północnej części jednostki Kowar–Czarnowa, w strefie przylegającej do uskoku śródsudeckiego, gdzie J.H. Teisseyre (1968) wyróżnił szereg stromych fałdów i łusek w rejonie Mniszkowa i Miedzianki oraz duży leżący fałd nazywany fałdem Orliny. Obserwowana tam foliacja S_1 jest intensywnie zaburzona i często wykazuje strome upady i bieg równoleżnikowy. Ułożenie takie ułatwiło przemieszczenia przesuwcze mas skalnych w strefie uskoku śródsudeckiego: prawoskrętne podczas fazy D_2 i lewoskrętne podczas następnej fazy D_3 , które doprowadziły do powstania wydłużonych, romboidalnego kształtu struktur o charakterze „dupleksów” (Kryza, Mazur, 1995; Aleksandrowski, in., 1997; Aleksandrowski, 2003).

Pomiędzy fazą D_2 i D_3 miała miejsce intruzja granitów Karkonoszy, która spowodowała w kompleksie metamorficznym Rudaw Janowickich poddarcie i zestromienie foliacji metamorficznej oraz rozwój fałdków załomowych. Strop granitów w rejonie Miedzianki zapada pod skałami okrywy dość płasko ku wschodowi natomiast dalej ku południowy staje się on wyraźnie stromszy (Winogradow, *vide* J.H. Teisseyre, 1968).

Metamorfik Gór Kaczawskich. Starsze interpretacje wewnętrznej tektoniki skał metamorfiku kaczawskiego zakładały obecność dużych płaszczowin o północnym lub południowym kierunku przemieszczeń powstałych podczas orogenezy kaledońskiej lub waryscyjskiej (m.in. Schwarzbach, 1939; H. Teisseyre, 1963, 1967; Jerzmański 1965; Oberc, 1972, 1982). Nowsze badania dowiodły, że struktura ta została ukształtowana głównie podczas orogenezy waryscyjskiej i nosi cechy przyzmy akrecyjnej złożonej z jednostek nasunięciowych: większych o charakterze płaszczowinowym i mniejszych elementów typu łusek i melanży (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000, Seston i in., 2000; Kryza, Muszyński, 2003). Szczegółową analizę strukturalno-kinematyczną tych struktur przedstawił Cymerman (2002), który wyróżnił w metamorfiku kaczawskim jednostki parautochtoniczne zlokalizowane w części zachodniej i jednostki allochtoniczne w części wschodniej. Według tej hipotezy na obszarze arkusza Wojcieszów jednostką paraautochtoniczną jest jednostka Świerzawy, w której spągu zalega melanż z Janówka. Na jednostce Świerzawy spoczywają nasunięte ze wschodu na zachód jednostki allochtoniczne: w pierwszej kolejności jednostka Radzimowic i Bolkowa zbudowane z serii osadowo-wulkanicznych, a następnie jednostki Dobromierza i Jakuszowej utworzone przez wulkanity typu MORB. Jednostką allochtoniczną jest także element Przybkowic. Ważną rolę pełni w tym schemacie rozwoju tzw. strefa („linia”) Kaczawy wzdłuż której fragmenty skorupy oceanicznej (m.in. jednostki Dobromierza i Jakuszowej) zostały nasunięte na utwory skorupy kontynentalnej (Cymerman i in., 1997). Cymerman (2002) kwestionuje obecność w metamorfiku kaczawskim makrofałdów, jak np. siodło Bolków–Wojcieszów (H. Teisseyre, 1963, 1967), czy fałdu Radzimowic (Kozdrój, 1995), które miały powstać po uformowaniu stosu płaszczowinowego. Zdaniem Cymermana obserwowane dziś strome ustawienie serii skalnych nie jest efektem przełałdowania lecz utworzenia się tzw. ramp bocznych na granicach poszczególnych jednostek o charakterze łusek. Wydaje się jednak, że wyraźna symetryczność układu sekwencji litologicznej po obu stronach wychodni łupków radzimowickich upoważnia do podtrzymania poglądu o obecności dużej struktury fałdowej. Kwestia ta nie jest całkowicie rozstrzygnięta i wymaga dalszych badań.

Obserwowany na obszarze arkusza Wojcieszów inwentarz mezostruktur w metamorfiku kaczawskim powstał podczas dwóch głównych faz deformacji: D_1 i D_2 . Z pierwszą fazą, w warunkach metamorficznych facji zieleńcowej (lokalnie facji łupków glaukofanowych), związany jest rozwój foliacji metamorficznej S_1 , która jest strukturą złożoną. Najczęściej, jak np. w wielu łupkach metaosa-

dowych foliacja ta jest strukturą naśladowczą względem warstwowania sedymentacyjnego S₀, powstałą wskutek rozpuszczania pod ciśnieniem składników mineralnych podczas statycznego, grawitacyjnego obciążenia przez nadległe masy skalne. Zwykle w takich przypadkach na powierzchniach foliacji S₁ nie spotyka się równoległych z nią struktur liniowych. Istnieją też miejsca, gdzie wzdłuż powierzchni granic litologicznych, podczas orogenicznych przemieszczeń nasuwczych doszło do zlokalizowanego ruchu i rozwoju foliacji S₁ o charakterze struktur ze ścinania typu S–C (Cymerman, 2002). W skałach pierwotnie warstwowanych poddanych ścinaniu tego typu doszło do rozerwania i transpozycji fragmentów laminek. W miejscach takich spotyka się śródfoliacyjne, wąskopromienne fałdki F₁ oraz dobrze rozwiniętą na powierzchniach foliacji S₁ lineację ziarna L₁. O skali deformacji ścięciowej fazy D₁ świadczą silnie rozciągnięte poduszki w zieleńcach powstałych z law poduszkowych. Struktury liniowe fazy D₁ na omawianym terenie odznaczają się przeważnie upadami ku wschodowi, a wskaźniki kinematyczne dokumentują transport tektoniczny o charakterze nasuwczym ku zachodowi lub północnemu zachodowi, głównie w reżimie lewoskrętnej transpresji (Cymerman, *op. cit.*).

Podczas fazy D₂, w warunkach podatno–kruchych doszło do zafałdowania serii skalnych wskutek którego w wielu miejscach serie te mają dziś strome upady ku N lub S. W skali odsłonięcia często widoczne są fałdy F₂ o zróżnicowanej geometrii (fałdy otwarte, asymetryczne do wąskopromiennych) o osiach płasko zapadających ku wschodowi, rzadziej ku zachodowi. Fałdom tym towarzyszy zwykle kliważ osiowy S₂, szczególnie widoczny w partiach ilastych fyllitów, gdzie może stanowić główną powierzchnię łupliwości skał. Na powierzchniach foliacji S₁ zaznacza się on w formie drobnych zmarszczkowań i krenulacji. Powierzchnie kliważu S₂, określane często jako „wtórne złupkowanie” na skrzydłach fałdów mogą być lekko skośne w stosunku do S₁ lub być z nią zgodne. Lokalnie wzdłuż powierzchni S₂ dochodziło do ruchu mas skalnych. Rozwinęły się wówczas pasemka ścinania typu C’ dokumentujące etap regionalnej ekstensji z przemieszczeniami ku zachodowi lub wschodowi (Cymerman, 2000). Doszło wówczas do zaburzenia istniejących granic litologicznych i ograniczonych przemieszczeń, sprawiających lokalnie wrażenie dominujących nasunięć, jak np. w przypadku dużych mas zieleńców na arkuszu Dziwiszów SMGS, które uznano za obce elementy w stosunku do skał otaczających (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1990, 1993).

Na obszarze arkusza Wojcieszów młodsze etapy deformacji w metamorfiku kaczawskim zaznaczyły się rozwojem fałdków załomowych i kilku systemów spękań wypełnionych lokalnie kwarcem, kalcytem lub chlorytem. Część południkowych spękań wypełnionych jest młodszymi, karbońskimi skałami wulkanicznymi, głównie ryolitowymi. Ich największe nagromadzenie o charakterze apofiz notuje się w pobliżu masywu ryolitowo-granitowego Żeleźniaka i Bukowinki.

Masyw granitowy Karkonoszy. Masyw granitowy Karkonoszy występuje po obu stronach granicy Czech i Polski. Jego długość wynosi 70 km, szerokość do 22 km. Jest to intruzja mezozonalna, późno- i posttektoniczna wykorzystująca centrum wielkiej kopuły metamorficznej, której kształt nawiązuje do struktur osłony. Z otaczającymi jednostkami bloku karkonosko-izerskiego kontaktuje termicznie (strefy shornfelsowania o szerokości od 0,5 do 1,5 km). W południowo-wschodniej części obszaru arkusza Wojcieszów mamy do czynienia z fragmentem intruzyjnego kontaktu granitów Karkonoszy ze skałami metamorfiku Rudaw Janowickich. Generalnie kontakt z osłoną metamorficzną zapada pod kątem 40–45° ku ENE i E w rejonie Miedzianki i stromieje stopniowo ku S do 50–55° w rejonie Mniszkowa do 75° dalej ku S, maleje też szerokość strefy zmian egzokontaktowych w skałach osłony, od 750 m koło Miedzianki do 300 m w południowej części terenu. Wzdłuż uskoku śródsudeckiego granity graniczą tektonicznie z metamorfikiem kaczawskim. Pierwotny kontakt wzdłuż wspomnianego odcinka miał jednak charakter intruzywny (Mierzejewski, Wojnar, 1986).

Wzajemne relacje między poszczególnymi odmianami granitów są trudne do odtworzenia ze względu na częste przejścia jednych odmian w drugie. Dominujące w plutonie granity porfirowate (granity centralne) są prawdopodobnie starsze od granitów drobnoziarnistych (granitów grzbietowych), które w nie intrudują, chociaż nie można wykluczyć istnienia apofiz granitów porfirowatych w równoziarnistych lub ich wzajemnego przenikania się. Granity drobnoziarniste, granofirowe, występują głównie na obszarze Kotliny Jeleniogórskiej tworząc formy nieregularne, kominowe, pokrywowe, kopulaste. Tworzą one także faćję brzeżną granitów wzdłuż kontaktu z metamorfikiem Rudaw Janowickich.

Wewnętrzna tektonika masywu Karkonoszy etapu intruzyjnego jest rozpoznana na podstawie przebiegu planarnych (szliry) i liniowych struktur synintruzyjnych – dłuższe osie fenokryształów skaleni, magnetyczna lineacja granitów (Mierzejewski, 1966, 1973, 2003; Diot, Mierzejewski, 1994). Struktury pierścieniowe z granitami porfirowatymi w centrum (rejon Szklarskiej Poręby Huty i Jakuszyce) opisał Mierzejewski (1973). Struktura batolitu granitowego wskazuje na istnienie dwóch kopuł o elipsowatym zarysie. Wyróżnienie ich było możliwe na podstawie orientacji kierunków i nachylenia szlirów biotytowych (Cloos, 1925). Kopuła południkowa jest ułożona równolegle do południowo-wschodniego brzegu granitów (kopuła Strużnicy), równoleżnikowa jest zgodna z przebiegiem grzbietu głównego dzisiejszych Karkonoszy (kopuła Śnieżnych Kotłów – Oberc, 1972). Zdaniem Mierzejewskiego (1973) dłuższe osie skaleni w granitach są zgodne z kierunkim płynięcia magmy: NWW–SSE. W oparciu o pomiary orientacji kryształów porfirowatych skaleni określił on kierunki płynięcia magmy i wyróżnił w południowo-wschodniej części plutonu ogromny lej (szczelinę?), którym magma wydobywała się w wyższe partie skorupy ziemskiej, wysklepiając powałę plutonu w kierunku NNE–SSW. Pomiary w centralnej partii masywu wykazały jego zdaniem, że magma wydostawała się ku górze lateralnie, z obszaru dzisiejszej Kotliny Jeleniogórskiej, zgodnie z ułożeniem kopuły równoleżnikowej. Rozkład struktur

synintruzyjnych oraz kierunki zapadania kontaktów, a także wypiętrzenie wschodniej osłony plutonu świadczą o tym, że przemieszczenie granitów do dzisiejszego ich położenia nastąpiło od wschodu, spod depresji śródsudeckiej (Michniewicz, 1981, Mierzejewski, 1994). Tym samym intruzja stanowi potężny harpolit, który intrudował asymetrycznie w blok karkonosko-izerski od wschodu w transtensyjnym polu naprężeń (Diot, Mierzejewski, 1994). Grubość harpolitu nie jest znana, ale prawdopodobnie przekracza 4–5 km (Mierzejewski, Oberc-Dziedzic, 1990).

Do postintruzyjnych elementów tektoniki masywu należą systemy żył magmowych oraz spękania i strefy mylonityczno-kataklastyczne. Cloos (1925) w nawiązaniu do ułożenia skaleni i szlirów w kopułach wyróżnił główne kierunki spękań w granicie: poprzeczne Q o kierunkach NNE–SSW (pionowe), wykorzystane przez późniejsze skały żyłowe, podłużne S o kierunkach NW–SE, oraz równoległe L spękania poziome stowarzyszone ze szlirami. Mierzejewski (1966) zakwestionował wspomniany system podziału spękań dzieląc je na kontrakcyjne, wypełnione aplitami, przebiegające prostopadle do szlirów biotytowych, spękania etapu przejściowego o kierunku NW–SE wypełnione lokalnie przez aplity i kwarc oraz spękania płone, ścinające, zbliżone do pionowych, o kierunkach NE–SW i NW–SE. Te ostatnie uważa za system regionalny, obejmujące cały blok karkonosko-izerski. Wpływają one na kształt skałek granitowych. Z tymi kierunkami wiąże się większość uskoków.

Rów Świerzawy należy do laramijskich, blokowych jednostek tektonicznych rozwiniętych na podłożu metamorfiku kaczawskiego i stanowiących wschodnie przedłużenie depresji północno-sudeckiej. Leży on w centralnej części Gór Kaczawskich i rozdziela na powierzchni północną i południową gałąź tektogenu kaczawskiego. Rów Świerzawy na obszarze arkusza Wojcieszów wykazuje 2–2,5 km szerokości i jest od północy i południa ograniczony przez system uskoków normalnych o kierunku WNW–ESE współwystępujących z licznymi uskokami poprzecznymi o kierunkach NNW–SSE i NNE–SSW. W centrum rowu wypełniające go utwory górnego paleozoiku zalegają poziomo, chociaż w strefach uskokowych są często zestromione. Najstarsze utwory platformowe (stefan) odsłaniają się na brzegach rowu. Są tu one zestromione przyuskokowo wykazując zapady rzędu 60–75° ku centrum rowu. Południowa granica tektoniczna rowu jest przemieszczona na linii odpowiadającej dolinie Świerzawy. Prawdopodobnie przebiega tu w podłożu walna, południkowa dyslokacja.

Rów Wlenia jest elementem tektonicznym brzeżnej partii depresji północno-sudeckiej. Został on ukształtowany w efekcie ekstensyjnego rozpadu górotworu waryscyjskiego Sudetów Zachodnich i założony na podłożu epimetamorficznego kompleksu kaczawskiego. W dzisiejszej postaci, ukształtowanej w czasie ruchów laramijskich, jest to struktura o charakterze rowu asymetrycznego ograniczona przez uskoki brzeżne o kierunku NW–SE. Tektonika wewnętrzna rowu jest komplikowana przez system uskoków poprzecznych w kierunku NE–SW do ENE–WSW. Szczegółowy opis tektoniki rowu Wlenia znajduje się w pracach Gorczyca-Skały (1977) i J. Szałamachy (1978). W swej

skrajnie wschodniej części, która występuje w granicach obszaru arkusza Wojcieszów, rów Wlenia jest od północnego wschodu ograniczony przez system uskoku stromych i pionowych wzdłuż których utwory osadowe uległy zestromieniu do 70–90°. Południowe ramy rowu tworzą uskoki równoleżnikowe o przebiegu zbliżonym do pobliskiego uskoku śródsudeckiego. Rów Wlenia wyklinowuje się w rejonie Płuszczyny – góry Szybowisko. Utwory czerwonego spągowca i pstrego piaskowca wykazują zmienność litostratygraficzną poprzeczną w stosunku do wydłużenia rowu, natomiast leżące przekraczająco osady kredy górnej, nawiązują wyraźnie do przebiegu ram rowu (Gorczyca-Skała, 1977). Uskoki poprzeczne do ram rowu, o kierunku NE–SW wydają się starsze od systemu dyslokacji ramowych. W obrębie metamorfiku kaczawskiego są one wykorzystywane przez młodopaleozoiczne żyły ryolitowe, które same nie przecinają skał osadowego wypełnienia.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Wojcieszów został ukształtowany w ciągu wielofazowej ewolucji obejmującej złożone procesy sedymentacyjno-diagenetyczne, tektono-metamorficzne, magmowe i wietrzeniowe. Jej początek datuje się na bliżej nieokreślony neoproterozoik kiedy to został założony basen sedymentacyjny dzisiejszej serii suparkrustalnej jednostki Kowar–Czarnowa kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich (tab. 1). Basen ten stanowił drobny fragment większego zbiornika zlokalizowanego w strefie sakso-turyngijskiej, na północnych peryferiach prakontynentu Gondwany o cechach aktywnej krawędzi kontynentalnej (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Linnemann i in., 2000; Żelaźniewicz 2003). Sedymentacja silikoklastyczna i węglanowa w jednostce Kowar–Czarnowa nie została przerwana przez główną orogenezę kadomską i magmatyzm granitowy na pograniczu neoproterozoiku i kambriu (około 540 mln lat), jak miało to miejsce w innych częściach stefa sakso-turyngijskiej (zob. Linnemann i in., *op.cit*) lecz trwała tu do górnego kambriu. Sedymentacji tej towarzyszył w kambrze ryfting i intensywny wulkanizm zasadowy (bazyty alkaliczne i przejściowe) i kwaśny (tufy ryolitowe) (por. Dostal i in., 2000). Progresywne cienienie skorupy doprowadziło w jednostce Leszczyńca do wytworzenia grubej asocjacji spilitowo-keratofirowej z bazytami typu MORB charakterystycznymi dla dojrzałej skorupy oceanicznej. Rozwój tego basenu, zbliżony do ewolucji dzisiejszych basenów typu załukowego zakończył się wraz z jego zamknięciem i towarzyszącym mu magmatyzmem granitowym (ortognejsy kowarskie i paczyńskie) na pograniczu kambriu i ordowiku, który jednocześnie wieńczył kadomski cykl orogeniczny (Kozdrój, 2000, 2003). Stopień regionalnej dynamometamorfozy z tego okresu pozostaje nieznaną, co spowodowane jest późniejszym nałożeniem się procesów waryscyjskich.

Wiekowym, litologicznym i geotektonicznym odpowiednikiem kambryjskich serii wulkanicznych z krystaliniku wschodnich Karkonoszy jest kambro-ordowicka asocjacja spilitowo-keratofirowa

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
d e z r o t a r z w a r z c z o c e n	H o l o c e n			Torfy — $t Q_h$	Sedymentacja w obrębie torfowisk niskich	
				Namuły torfiaste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $nt Q_h$		
				Gliny, żwiry i rumosze stożków napływowo-usypiskowych — $gż Q_h$		Powstanie stożków napływowo-usypiskowych u wylotów dolin
					Piaski, żwiry, miejscami mady den dolinnych i tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki — $f pż Q_h$	Sedymentacja rzeczna w obrębie dolin, rozcięcie starszych pokryw – utworzenie tarasu zalewowego
					Gliny, piaski i mułki deluwialne — $d Q_{gp}$	Ruchy masowe na stokach, grawitacyjne przemieszczanie i przemywanie zwietrzelin
					Gliny zwietrzelinowe z rumoszeniami skalnymi — $z Q_g$	
		P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i e n i e s r o d k o w o p o l s k e	Zlodowacenia północnopolskie	Gliny pyłowate, lessopodobne — $gpy Q_{p^4}$	Sedymentacja pyłów w warunkach peryglacjalnych, procesy stokowe
					Żwiry i piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–7,0 m n.p. rzeki — $f zp Q_{p^4}^{(1)}$	Sedymentacja rzeczna w dolinach w rozcięciach erozyjnych z okresu interglacjału eemskiego
				Zlodowacenie Warty	Żwiry i piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–12,0 m n.p. rzeki — $f zp Q_{p^3}^{W(1)}$	Sedymentacja rzeczna w dolinach w rozcięciach erozyjnych
				Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry kemów — $kp Q_{p^3}^O$	Sedymentacja kemowa w fazie deglacjacji
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $fg pż Q_{p^3}^O$	Powstanie pokryw wodnolodowcowych na przedpolu	
				Żwiry i piaski lodowcowe — $g zp Q_{p^3}^O$	Sedymentacja utworów lodowcowych w północnej części arkusza	
				Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^3}^O$	Sedymentacja pokryw wodnolodowcowych	
		Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $fg pż Q_{p^3}^O$	Lokalne zastoiska			
			Mułki, ropy i piaski zastoiskowe — $b mi Q_{p^3}^O$			
		Zlodowacenia południowopolskie	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pż Q_{p^2}$	Sedymentacja pokryw wodnolodowcowych, w tym w obrębie kemów w okresie deglacjacji lądolodu		
			Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^2}$	Sedymentacja glin zwałowych moreny dennej		
			Mułki i ropy zastoiskowe — $b mi Q_{p^2}$	Sedymentacja utworów ilastych w obrębie zastoisk na przedpolu lądolodu		
P a l e o g e n – n e o g e n				Bazalty — $\beta Pg + Ng$	Aktywność wulkaniczna — wulkanizm alkaliczny pochodzenia płaszczowego zachodzący w warunkach tworzenia się orogenu blokowego Sudetów	
				Gliny zwietrzelinowe (regolity) — $gr Pg + Ng$	Wietrzenie chemiczne w warunkach klimatu ciepłego	
K r e d a	K r e d a g ó r n a	K o n i a k		Piaskowce wapieniste — $pcw Cr_k$	Regresja morza kredowego	
				Margle piaszczyste z wkładkami piaskowców wapienistych i mułowców — $mep Cr_t$	Maksymalny zasięg szelfowego, epikontynentalnego morza górnokredowego	
		C e n o m a n		Piaskowce margliste i margle — $pome Cr_c$	Pogłębienie basenu morskiego o charakterze szelfowym	
				Piaskowce kwarcowe, piaskowce glaukonitowe i zlepieńce — $pcQ Cr_c$	Przekraczająca transgresja morza górnokredowego na obszarze depresji północno-sudeckiej i jej odgałęzień	

Trias	Trias dolny i środkowy	Pstry piaskowiec		Piaskowce z wkładkami zlepieńców i mułowców — $T_{pc} p^2$	Sedymentacja rzeczna (rzeki roztokowe) w obrębie dolnotriasowego kontynentalnego basenu sedymentacyjnego Sudetów
Perm	Perm dolny	Czerwony spagowiec	Czerwony spagowiec dolny	Andezyty bazaltowe i trachyandezyty — $P_{\alpha} cs1$	Intensywna działalność magmowa
				Piaskowce i zlepienie z wkładkami mułowców i ilowców oraz piaskowców tufogenicznych — $P_{pzc} cs1$	
		Stefan		Zlepienie grubookruchowe i piaskowce zlepieńcowate — $P_{zcg} cs1$	Powstanie depresji północnosudeckiej. Sedymentacja terygeniczna z udziałem równowiekowej i pobliskiej aktywności wulkanicznej (tufy) w ekstencyjnych, lokalnych basenach sudeckich
				Zlepienie, piaskowce i mułowce — $P_{zpc} s$	
Karbon	Karbon górny			Lamprofiry — $C_{\lambda} 3$	Pointruzyjna aktywność magmowa związana z plutonizmem granitoidowym
				Żyły kwarcowo-barytowe — $C_{qBa} 3$	
				Żyły kwarcowe — $C_q 3$	
				Granity i granodioryty drobnoziarniste, porfirowe — $C_{\gamma} 3$	Aktywność hydrotermalna, powstanie stref rudnych
				Ryolity, ryodacyty i dacyty (porfiry granitowe) — $C_{\lambda} 3$	
				Mikrogranity i mikrogranodioryty (porfiry granitowe) — $C_{\gamma'} 3$	Postorogeniczna aktywność magmowa – hipabisalna i wulkaniczna na obszarze jednostki kaczawskiej i Rudaw Janowickich
				Aplity, lokalnie pegmatyty — $C_t 3$	
				Granity drobnoziarniste, miejscami porfirowate, granofirowe — $C_{\gamma d} 3$	Proces krzepnięcia masywu granitowego, powstanie sieci spękań. Działalność magmowa związana genetycznie z intruzją granitów karkonoskich
				Granity drobnoziarniste, porfirowate, miejscami grubo- i średnioziarniste, porfirowate — $C_{\gamma d} 3$	
				Granity gruboziarniste, porfirowate i średnioziarniste — $C_{\gamma d} 3$	Intruzja granitów Karkonoszy – późno i postorogeniczna, mezozonalna, budująca pluton o kształcie harpolitu w obrębie metamorficznej osłony metamorfiku izerskiego i Rudaw Janowickich
Karbon	Karbon dolny	Wizen		Zlepienie i piaskowce gruboziarniste oraz mułowce i piaskowce drobnoziarniste — $C_{zpc} v$	Utworzenie stożków aluwialnych w pobliżu aktywnej krawędzi tektonicznej tworzącej się depresji śródsudeckiej, sedymentacja w korytach rzek roztokowych
				Zlepienie i brekcje osadowe z wkładkami piaskowców i mułowców — $C_{zc} v$	
				Fyllity (metaiłowce i metamułowce, lokalnie metapiaskowce) (tło melanzu) — $C_f 1$	Metamorfizm regionalny orogenezy waryscyjskiej Tło melanzu z Janówka. Akumulacja klastycznych skał osadowych na niestabilnym tektonicznie stoku podmorskim; grawitacyjne ruchy masowe, powstanie melanzu sedymentacyjno-tektonicznych, początek ruchów orogenicznych
				Perydotyty — C	Intruzja magm płaszczowych
Sylur-karbon	Sylur-karbon dolny			Fyllity serycytowo-kwarcowe i chlorytowo-albitowe, lokalnie grafitowe (łupki radzimowskie) — $S-C_{fScQ} 1$	Akumulacja pierwotnych, klastycznych skał osadowych na skłonie rowu oceanicznego, w warunkach hemipelagicznych
Sylur				Łupki grafitowe (metaiłowce) łupki krzemionkowe i li-dyty (łupki graptolitowe) — S_{lGf}	Akumulacja pierwotnych, klastycznych skał osadowych w dojrzałym zbiorniku morskim, w warunkach hemipelagicznych, lokalnie redukcyjnych
				Zieleńce i łupki zieleńcowe (metabazyty typu E- i N-MORB) — S_{zl}	Aktywność wulkaniczna, powstanie skorupy o cechach dna oceanicznego

O r d o w i k		<p>Diabazy (metabazyty alkaliczne) — β' O</p> <p>Fyllity (metamułowce i metałowce, lokalnie metatufity) — f O</p> <p>Łupki kwarcytowe i kwarcyty, lokalnie gruboziarniste — lkw O</p> <p>Fyllity kwarcowo-serycytowe, miejscami łupki kwarcowo-skaleniowe (metapiaskowce, metamułowce i metałowce) — $fScQ$ O</p> <p>Metatrachity laminowane z wkładkami łupków krzemionkowych i fyllitów — $mł$ O</p> <p>Metatrachity — $mł$ O</p>	<p>Aktywność wulkaniczna: intruzje alkalicznych, zasadowych skał wulkanicznych</p> <p>Akumulacja w zbiorniku morskim pierwotnych, klastycznych skał osadowych i tufitowych</p> <p>Aktywność wulkaniczna: intruzje alkalicznych, zasadowych skał wulkanicznych</p>
	K a m b r – O r d o w i k		<p>Wypiętrzenie serii skalnych, przerwa sedymentacyjna i erozyjna w krystalniku wschodnich Karkonoszy</p> <p>Ciągłość sedymentacji w zbiorniku kaczawskim</p>
K a m b r		<p>Metaryolity (metaryodocyty) — $mł$ Cm-O</p> <p>Wapienie i dolomity krystaliczne (wapienie wojcieszowskie) — wdo Cm₃-O₁</p> <p>Łupki zieleńcowe i fyllity wapniste — lz Cm₃-O₁</p> <p>Zieleńce i łupki zieleńcowe (metabazyty typu wewnątrz-płytowego) — $złz$ Cm₃-O₁</p> <p>Kwarcyty (metapiaskowce wulkanogeniczne) — kw Cm-O</p>	<p>Aktywność wulkaniczna: wylewy i intruzje kwaśnych skał wulkanicznych</p> <p>Akumulacja pierwotnych skał węglanowych w zbiorniku morskim na wyniesieniach zbudowanych ze skał wulkanicznych</p> <p>Inicjacja ryftu i rozwój basenu morskiego (metamorfik kaczawski), powstanie maficznych kompleksów wulkanicznych, w spągu lokalna sedymentacja piaskowców wulkanogenicznych</p>
		<p>Amfibolity, łupki chlorytowe i ortognejsy albitowe (nierozdzielone) — a Cm</p> <p>Łupki serycytowo-chlorytowe — lSc Cm</p> <p>Łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe — $lQAbc$ Cm</p> <p>Amfibolity epidotowo-hornblendowe i aktynolitowe — aEH Cm</p> <p>Amfibolity epidotowo-tremolitowe — $aETr$ Cm</p> <p>Amfibolity biotyto-hornblendowe — aBH Cm</p> <p>Leptynity — lp Cm</p> <p>Erlany — e Cm</p> <p>Wapienie i dolomity krystaliczne — wdo Cm</p>	<p>Inicjacja ryftu i rozwój basenu morskiego (krystalnik wschodnich Karkonoszy), aktywność wulkaniczna i plutoniczna: depozycja pierwotnych, zasadowych i kwaśnych skał wulkanicznych, intruzje granitoidów albitowych, skał subwulkanicznych, wylewy law, metamorfizm hydrotermalny</p>
Proterozoik–kambr	Neoproterozoik–kambr	<p>Łupki dwułuszczkowe, fyllonity, wkładki łupków grafitowych — ll Pt₃-Cm</p>	<p>Akumulacja w zbiorniku morskim pierwotnych skał osadowych, klastycznych i węglanowych (krystalnik wschodnich Karkonoszy)</p>

metamorfiku kaczawskiego. Z głębokiego, umieszczonego poniżej skorupy kontynentalnej ogniska magmowego zasilane były centra podwodnych i subarealnych erupcji wulkanitów jednostek Świerzawy i Bolkowa obejmujących głównie bazalty wewnątrzpłytkowe i subalkaliczne typu E- MORB (dzisiejsze zieleńce i łupki zieleńcowe) typowe dla kontynentalnego ryftingu. Centra te musiały być nieodległe od wyniesionych obszarów kontynentalnych (Łużyce?) o czym może świadczyć towarzysząca aktywności wulkanicznej depozycja płytkowodnych piaskowców (kwarcytów) z Gackowej. Z magm wytopionych z podścielającej zbiornik morski skorupy kontynentalnej pochodzą ryodacyty Osełki (metaryolity). Te stosunkowo niewielkie ciała kwaśnych skał wulkanicznych mogą stanowić ekwiwalent znacznie intensywniejszego magmatyzmu granitowego z pogranicza kambru i ordowiku znanego z bloku karkonosko-izerskiego (w tym krystalinku wschodnich Karkonoszy). Różnica w skali dopływu magm była przyczyną, że na terenie zbiornika kaczawskiego podmorski, zasadowy wulkanizm nie został wstrzymany. Na uformowanych ze skał wulkanicznych podwodnych elewacjach w kambrze i być może także w ordowiku (?) trwała sedimentacja węglanowa wapieni wojcieszowskich. W dolnym i środkowym ordowiku miała miejsce aktywność wulkaniczna, której produktem była bimodalna, alkaliczna seria trachitów Lubrzy.

Okres ordowicki w kaczawskim basenie sedimentacyjnym zaznaczył się dużą dostawą fliszoidowych osadów silikoklastycznych (szare łupki i fyllity) ze znacznym udziałem psammitów i psefitów (kwarcyty z Tarczyna). Serie te ukształtowały pasywną krawędź kontynentalną. Wraz z dalszym rozciąganiem podłoża kadomskiego następowało stopniowe pogłębianie zbiornika, oddalanie się obszarów alimentacyjnych i ponowna inicjacja działalności wulkanicznej przejawiająca się obecnością wkładek tufitowych (fyllity pstre) i intruzjami bazaltów alkalicznych (sille metadiabazów). W dolnym sylurze nastąpił główny etap ryftogenezy, kiedy to doszło do wytworzenia dna o cechach skorupy oceanicznej zbudowanej z grubych mas bazaltów typu E i N-MORB budujących obecnie płyty zieleńców jednostek Dobromierza i Jakuszowej. Przykrywające je lokalnie dolnosylurskie łupki grafitowe (graptolitowe) stanowiły osady facji hemipelagicznej deponowane w warunkach redukcyjnych w dużym oddaleniu od obszarów lądowych. W podobnych warunkach fizyko-chemicznych, choć nieco płytszym środowisku skłonu kontynentalnego lub rowu oceanicznego osadzane były w sylurze i przypuszczalnie jeszcze w dolnym karbonie ciemne mułowce laminowane materiałem piaszczystym stanowiące utwory wyjściowe łupków radzimowickich. W dolnym karbonie wśród osadów ilasto – mułowcowych pojawiają się większe przeławicenia piaszczysto-szarogłazowe zwiastujące zmianę środowiska sedimentacji wywołaną nadciągającym, waryscyjskim frontem orogenicznym. Wraz z pojawieniem się pierwszych ruchów tektonicznych powodujących deformację dna zbiornika te najmłodsze i najmniej skonsolidowane osady podlegały grawitacyjnym ruchom masowym powodując uformowanie się ciała melanżu z Janówka.

Orogeneza waryscyjska, heterogeniczna w czasie i przestrzeni, jest odpowiedzialna za deformację i regionalny metamorfizm utworów basenu paleozoicznego, jak i miejscami wciąż podścielającego go podłoża kadomskiego. Na całym obszarze Sudetów nastąpiło litosferyczne skrócenie, sektorowe zamykanie basenu i w końcu utworzenie pryzmy akrecyjnej (Cymerman i in., 1997; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Kozdrój i in., 2001; Aleksandrowski, Mazur 2002; Żelaźniewicz, 2003). W sensie paleogeograficznym procesy te związane są z kolizją terranów środkowoeuropejskich: Sakso-Turyngii, Bohemii, Moldanubii z Avalonią (Franke, 2000; Winchester i in., 2002).

Na obszarze arkusza Wojcieszów ruchy orogeniczne zaznaczyły się najwcześniej w kompleksie metamorficznym Rudaw Janowickich. Na bazie datowań ływczyków metodą Ar/Ar z Gór Rychorskich i południowych Karkonoszy (Maluski, Patočka, 1997; Marheine i in., 2002), które stanowią przedłużenie tego kompleksu, można przyjąć, że deformacja i metamorfizm miały kilkietapowy charakter. Po wstępnym etapie wysokociśnieniowym związanym z podsuwaniem się płyt (subdukcją), które miało miejsce w famenie (około 360–365 mln lat temu), nastąpiło wynoszenie i formowanie stosu płaszczowinowego znaczone głównym metamorfizmem w warunkach facji amfibolitowej i zieleńcowej na przełomie górnego turneju i wizenu (około 340–345 mln lat). Procesy nasunięciowe w retrogresywnych warunkach metamorficznych trwały przypuszczalnie jeszcze na pograniczu wizenu i namuru o czym świadczą wieki krystalizacji ływczyków z okresu 325–320 mln lat. Ustanie tych procesów nastąpiło wraz z intruzją granitów karkonoskich, które pozbawione są przejawów deformacji podatnych. Wiek tego plutonu wyznaczony metodami izotopowymi obejmuje przedział od górnego wizenu po stefan (Duthou i in., 1991; Kröner i in. 1994; Marheine i in., 2002).

Wskaźniki kinematyczne przemieszczeń dla kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich dokumentują główny transport tektoniczny na kierunku wschód–zachód. Kwestią dyskusyjną pozostaje przestrzenne usytuowanie układu kolidujących płyt. Według jednej grupy opinii kolejne jednostki (płaszczowiny) nasuwane były ku zachodowi po czym wskutek grawitacyjnego przeciążenia podlegały z powrotem zsuwaniu ku wschodowi (Mazur, 1998, 2003; Seston i in. 2000; Mazur i Aleksandrowski, 2001). Inna teoria zakłada obecność strefy subdukcji pochylonej ku zachodowi i tworzenia się stosu płaszczowinowego ze wskaźnikami transportu tektonicznego ku wschodowi, który uległ w końcowej fazie orogenezy wielkoskalowemu zafałdowaniu i przewaleniu (Kozdrój, 2003).

W metamorfiku Gór Kaczawskich nie prowadzono do tej pory badań geochronologicznych umożliwiających dokładne, czasowe określenie etapów metamorfizmu waryscyjskiego. Można hipotetycznie założyć, nawiązując w pewnym stopniu do procesów zarejestrowanych w podłożu kadomskim, że nieliczne, starsze przejawy facji łupków glaukofanowych i młodszego, powszechnego metamorfizmu zieleńcowego w Górach Kaczawskich (Kryza i in., 1990) datują się na czasookres górny dewon–dolny karbon. Niemniej postulowany wizeński wiek najmłodszych utworów w metamorfiku

kaczawskim (Chorowska, Sawicki 1975; Chorowska, 1978), wyznacza górną granicę czasu sedymentacji w tym basenie, po której nastąpiło jego ostateczne zamknięcie, sfałdowanie i wydzwignięcie.

Styl deformacji metamorfiku kaczawskiego nosi cechy płytkiej tektoniki „naskórkowej” (ang. *thin-skin tectonics*) typowej dla imbrykacyjnych pasm fałdowo-nasunięciowych. Relikty metamorfizmu wysokociśnieniowego znajdowane tylko w skałach wulkanicznych wskazują na krótkotrwałe i bardzo ograniczone przestrzennie pogrążenie mas skalnych. Utworzenie przyzmy akrecyjnej odbywało się głównie poprzez rozwój nasunięć i spiętrzanie poszczególnych łusek w kierunku ze wschodu na zachód w warunkach facji zieleńcowej. Czas ustania dynamometamorfizmu wyznacza pośrednio pojawienie się pni i żył ryolitowych nie wykazujących przejawów deformacji. Oznaczenia izotopowe wieku jednego z takich ciał – masywu Żeleźniaka – z wynikiem około 315 mln lat (Machowiak, *vide* Kryza, Muszyński, 2003) wskazuje na namur jako koniec ruchów orogenicznych.

W finalnej fazie spiętrzania waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej, jeszcze przed intruzjami ciał granitowych, rozpoczęło się grawitacyjne odciążenie górotworu przejawiające się powstaniem ekstensyjnych stref ścinania i uskoków normalnych. Procesy te i towarzysząca im erozja doprowadziły do uformowania w wizenie basenu typu przedgórskiego – niecki śródsudeckiej. Waryscyjski etap metamorfizmu wysokotemperaturowego doprowadził do powstania intruzji granitów Karkonoszy – późno i posttektonicznego plutonu złożonego z kilku odmian strukturalno-teksturalnych granitów monzonitowych. Pluton ten intrudował w warunkach regionalnej transtensji w obręb metamorfiku bloku karkonosko-izerskiego w centrum utworzonej przez niego kopuły metamorficznej. Wiek radiometryczny skał granitowych plutonu zamyka się w granicach 325–310 mln lat. Intruzja ta wywołała zmiany termiczne łupków łyszczkowych w ich sąsiedztwie w warunkach facji hornfelsowo-piroksenowej. W górnym karbonie miała miejsce także pointruzyjna aktywność magmowa w obrębie masywu Karkonoszy, jego osłony, a także metamorfiku kaczawskiego. Powstały wówczas systemy żył aplitów, pegmatytów, mikrogranitów i mikrogranodiorytów, lamprofirów oraz żyły kwarcowe. Na obszarze jednostki kaczawskiej i Rudaw Janowickich waryscyjska działalność magmowa przejawiała się powstaniem centralnej intruzji (ekstruzji?) hipabisalnej Żelaźniaka i szeregu żył i ciał ryolitowych przecinających skały epimetamorficzne. Z tym etapem aktywności endogenicznej związane są procesy metalogeniczne, które doprowadziły do powstania licznych stref mineralizacji rudnych, w tym koncentracji barytowo-fluorytowych.

W najwyższym karbonie i dolnym permie rozpoczął się rozpad górotworu waryscyjskiego Sudeków Zachodnich, który doprowadził do uformowania w permie poorogenicznego basenu niecki północno-sudeckiej. W południowo-wschodniej odnodze tej struktury – rowie Wlenia – osadziły się utwory permu dolnego, piaskowca pstrego oraz kredy górnej, natomiast w rowie Świerzawy, rozdzielającym dziś na powierzchni południowa i północną gałąź tektogenu kaczawskiego, utwory najwyższego

karbonu i czerwonego spągowca. Ostateczne ukształtowanie się obu rowów jest wynikiem paleogeńskiej i neogeńskiej reaktywacji uskoków.

W paleogenie zapoczątkowana została aktywność wulkaniczna, której przejawy na tym obszarze kontynuowane były do górnego miocenu. Uwarunkowanym klimatycznie procesom erozji i denudacji masywów skał krystalicznych towarzyszyły nasilające się okresowo blokowe ruchy tektoniczne. Ukształtowanie pasm górskich, obniżen i kotlin w kształcie zbliżonym do współczesnego nastąpiło pod koniec neogenu. Denudacja spowodowała, że miąższe pierwotnie paleogeńskie i neogeńskie pokrywy zwietrzelinowe zostały usunięte. W zlodowaceniach południowopolskich w Kotlinę Jeleniogórską sięgnął lądolód skandynawski. Zatomowanie odpływu ku północy spowodowało powstanie rozległego jeziora zastoiskowego w Kotlinie Jeleniogórskiej i mniejszych zbiorników w rejonie Jeziora Pilchowickiego i w Obniżeniu Lubomierza. W zbiornikach zastoiskowych osadzały w rocznych cyklach ropy i mułki warwowe. W obrębie kotlin i obniżen pozostały po lądolodzie stosunkowo niewielkiej miąższości gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe. W północnej części terenu osady zostawił głównie lądolód zlodowaceń środkowopolskich, a gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich zostały tu w dużej mierze rozmyte podczas interglacjału mazowieckiego. Zachować się mogły one jedynie fragmentarycznie w głębszych partiach dolin kopalnych. W czasie kolejnych zlodowaceń lądolody nie docierały już na ten obszar. Okresy glacialne sprzyjały zasypywaniu dolin rzecznych. W zlodowaceniach środkowopolskich powstał poziom tarasów rzecznych o wysokości 7,0–12,0 m n.p. rzeki, a w zlodowaceniach północnopolskich tarasy 5,0–7,0 m n.p. rzeki. W zimnych okresach powstawały również pokrywy gruzowe i deluwialne na stokach. W holocenie trwała sedymentacja rzeczna i bagienna w dolinach i obniżeniach dolinnych.

IV. PODSUMOWANIE

Na bazie studium literatury i materiałów archiwalnych, przy ograniczonych pracach terenowych, dokonano syntetyzacji i reinterpretacji obrazu geologicznego dla arkusza Wojcieszów Szczegółowej mapy geologicznej Polski.

Dostępne dane dla kompleksów metamorficznych Rudaw Janowickich i Gór Kaczawskich pozwoliły na zupełnie nowe przedstawienie ich schematów litostratygraficznych, jednakże są one wciąż niewystarczające do jednoznacznego określenia wieku wielu wydzielen. W tym celu należałoby podjąć dalsze badania mikrofaunistyczne dla skał metaosadowych oraz datowania geochronologiczne dla skał pochodzenia magmowego. Szczególnie te ostatnie wydają się bardzo perspektywiczne, czego dowodzą uzyskane w ostatnich latach dobre wyniki oznaczeń izotopowych dla kambryjskich skał z Rudaw Janowickich. Uzyskanie podobnych datowań dla serii spilitowo-keratofirowej z Gór

Kaczawskich umożliwiłoby precyzyjniejsze ustalenie czasu aktywności wulkanicznej i jej pozycji w ewolucji geotektonicznej basenu dolnopaleozoicznego.

Rozpoznanie wiertnicze skał krystalicznych obszaru arkusza Wojcieszów jest także słabe. Brak głębokich otworów badawczych powyżej 1 km nie daje podstaw do weryfikacji hipotez tektonicznych np. odnośnie charakteru ciał melaży i architektury przyzmy akrecyjnej Gór Kaczawskich. Nowe prace wiertnicze przyczyniłyby się również do ewentualnego odkrycia złóż kruszców. Uwaga ta dotyczy zwłaszcza rejonów dawnej działalności górniczej w rejonie Radzimowic i Miedzianki, gdzie istnieją przesłanki do natrafienia na perspektywiczne koncentracje złota.

Opracowano
w Oddziale Dolnośląskim
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
we Wrocławiu

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
w Warszawie

Wrocław, 2005 r.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., 1995 — Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, 43, 9: 745–754.
- Aleksandrowski P., 2003 — Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów. W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.): *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu*. WIND:105–118.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134, 5: 727–739.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J. A., 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 90: 127–146.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. *Geological Society, London, Special Publications*, 201: 237–277.
- Ansilowski J., 1954 — Keratofiry Gór Kaczawskich. *Arch. Miner.*, 18, 1: 131–162.
- Augustyniak K., Grocholski A., 1968 — Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic depression. *Biul. Inst. Geol.* 227.
- Awdankiewicz M., 1992 — The Lower Paleozoic volcanoclastic rocks from the eastern most part of the Bolków Unit (Góry Kaczawskie Mts, SW Poland) their origin and mode of deposition. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 62, 1: 3–18.
- Bachliński, R., Smulikowski W., 2005 — SHRIMP study of zircons from Paczyn gneisses and related rocks (East Karkonosze complex, West Sudetes): geochronological implications. *Pol. Tow. Mineral. – Pr. Spec.*, 25: 23–25.

- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstocenijskich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**: 9–27.
- Baranowski Z., 1975 — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudet.*, **10**, 1: 119–151.
- Baranowski Z., 1988 — Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie): charakterystyka litofacyjna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **58**, 3–4: 325–383.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1982 — Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych metamorfiku Gór Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, **341**, 141–156.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1986 — Rozpoznanie rozprzestrzenienia sekwencji stratygraficznych i kompleksów chaotycznych w rejonie Dobkowa oraz petrografia i wiek zmetamorfizowanych serii osadowych i wulkanicznych w rejonie Dobkowa. Sprawozdanie z etapu badań w ramach CBBP 03.04, temat 2.4. Ewolucja geologiczna waryscyjskiego piętra Gór Kaczawskich. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wroc. (maszynopis).
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1987 — Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedimentacji i wulkanizmu. *W: Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków: 61–73.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990 — Outline of the Geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **179**, 2/3: 223–257.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998 — Lito-logia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **31**, 1: 33–59.
- Baranowski Z., Lorenc S., 1978 — Trilobite remnants in the Wojcieszów crystalline limestones (Góry Kaczawskie, Sudety Mts.). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre*, **25**: 99–102.
- Baranowski Z., Lorenc S., 1981 — Pozycja geologiczna wapieni wojcieszowskich względem serii zieleńcowej (spilitowo-keratofirowej) w SE części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudet.*, **16**, 2: 49–59.
- Baranowski Z., Lorenc S., Heinisch H., Schmidt K., 1984 Der kambrische Vulkanismus des Bober -Katzbach-Gebirges (Kaczawskie Góry, West Sudeten, Polen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **179**, 1: 1–26.
- Baranowski Z., Urbanek Z., 1972 — Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, **20**, 3: 211–216.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1987 — Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedimentacji i wulkanizmu. *W: Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wałbrzych: 61–73.
- Bareja E., Jęczmyk M., Kanasiewicz J., Lis J., Miecznik J.B., Sałdan M., 1982 — Pierwiastki promieniotwórcze w Sudetach. *Biul. Inst. Geol.*, **341**, 259–272.
- Bendl J., Patočka F., 1995 — The ⁸⁷Rb–⁸⁶Sr isotope geochemistry of the metamorphosed bimodal volcanic association of the Rýchory Mts. crystalline complex, West Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Sudet.*, **29**: 3–18.
- Berg G., 1923 — Die Gesteine des Isergebirges. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **43**: 125–168.
- Białek D., Raczyński P., Sztajner P., Zawadzki D., 2007 — Archeocyty wapieni wojcieszowskich. *Prz. Geol.*, **12**, 2: 1112–1116.

- Bobiński W., Gawlikowska E., 1993 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Jakuszyce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bobiński W., Gawlikowska M., 2004a — Mapa geośrodowiskowa Polski, 1: 50 000, ark. Wojcieszów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bobiński W., Gawlikowska M., 2004b — Objaśnienia do Mapa geośrodowiskowej Polski, 1: 50 000, ark. Wojcieszów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bobiński W., Ichnatowicz A., 2005 — Opracowanie i redakcja wyników wybranych głębszych otworów wiertniczych regionu dolnośląskiego. Otwór Wojcieszów IG-1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Borkowska M., 1966 — Petrografia granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, **2**: 7–108.
- Bosowski A., Bałazińska J. 1982 — Ewolucja tektoniczno-strukturalna synlinorium północnosudeckiego. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 163–167.
- Brause H., 1965 — Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpaläozoikum der Gory Kaczawskie (Bober-Katzbach-Gebirge). *Geologie*, **14**, 2: 137–144.
- Chachaj J., Kida J., Martini A., 1984 — Niektóre problemy sedimentacji kemowej w zachodniej części Sudetów Środkowych. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Inst. Geogr. Ser. A* **5**, 3.
- Chaloupský J., Cervenka J., Jetel J., Kralik F., Libalova J., Pichova E., Pokorný J., Posmourný K., Sekyra J., Šrbený O., Salansky J., Šramek J., Václ J., 1989 — Geologie Krkonoš a Jizerských hor, Ústřední ústav geologický, Praha, 288 ss.
- Chorowska M., 1978 — Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 2: 245–261.
- Chorowska M., Sawicki L., 1975 — O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. *Kwart. Geol.*, **19**, 2: 261–276.
- Chorowska, M., Radlicz, K., Tomczyk, H., 1981 — Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). *Kwart. Geol.*, **25**, 2: 243–264.
- Cielińska M., Szczypiek P., 1974 — Nowe interglacjalne stanowisko w Sudetach Zachodnich. *Acta Univ. Wratisl.*, **236**: 25–38.
- Cieśliński N., Żaba J., 1990 — Pozycja strukturalna waryscyjskich utworów żyłowych w strefie północnego kontaktu masywu Karkonoszy w rejonie Szklarskiej Poręby (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudet.*, **25**, 1–2: 59–81.
- Cloos H., 1925 — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien, Berlin. 194 ss.
- Collins A. S., Kryza R., Zalasiewicz J.A., 2000 — Macrofabric fingerprints of Late Devonian – Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. *Journal of the Geological Society*, **157**: 283–288.
- Cymerman Z., 1996 — Transpresja i ekstensja w Rudawach Janowickich (Sudety Zachodnie). *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1211–1216.
- Cymerman Z., 1998a — Postkolizyjna ekstensja: regionalny przykład z Rudaw Janowickich. *Pol. Tow. Mineral. – Pr. Spec.*, **11**: 17–19.
- Cymerman Z., 1998b — Uskok śródsudecki a regionalne strefy ścinań podatnych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **46**, 7: 609–617.
- Cymerman Z., 2000 — Tektonika ucieczkowa i kliny terranowe Masywu Czeskiego. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 336–344.

- Cymerman, Z., 2002 — Analiza strukturalno – kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**, 147 ss.
- Cymerman Z., Mastalerz K., 1995 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Marciszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cymerman Z., Piasecki M.A.J., Seston R., 1997 — Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Magaz.*, **134**: 717–725.
- Cwojdzinski S., Kozdrój S., 1994 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Wojciszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cwojdzinski S., Nieć M., Bossowski A., Michniewicz M., Mikulski S., Mochnacka K., Mydłowski A., Oszczepalski S., Pacuła J., Paulo A., Sroga C., Stachowiak A., Wojciechowski A., 2008 — Ocena perspektyw występowania złóż rud metali w Sudetach i na bloku przedsudeckim w nawiązaniu do aktualnych modeli geotektonicznych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dahlgrün F., 1934 — Zur Alterdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **86**.
- Depciuch T., Lis J., 1971 — Wiek bezwzględny K-Ar granitoidów masywu Karkonoszy. *Kwart. Geol.*, **15**, 4:855–860.
- Diot H., Mierzejewski M.P., 1994 — The magnetic fabric in the Karkonosze granite. W: Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Abstracts. (Ed. R.Kryza) U. Wroc. Inst. Nauk Geol., Wrocław.
- Domaszewska T. 1964 — Występowanie i eksploatacja złota na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, **12**, 4: 180–184.
- Don J., 1990 — The differences in Paleozoic facies-structural evolution of the West Sudetes. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **179**, 2–3.
- Dostal J., Patočka F., Pin C., 2000 — Middle/Late Cambrian intracontinental rifting in the central West Sudetes, NE Bohemian Massif (Czech Republic): geochemistry and petrogenesis of the bimodal metavolcanic rocks. *Geol. Jour.*, **36**, 1: 1–17.
- Dumanowski B., 1952 — Morfologia doliny Bobru w okolicy Jeleniej Góry, *Czas. Geogr.* **21/22**: 401–411.
- Dumanowski B., 1961a — Cover deposits of the Karkonosze Mountains. *Zesz. Nauk. UW. Ser. B*, **8**: 31–55.
- Dumanowski B., 1961b — Zagadnienie dwudzielności moren czołowych w Sudetach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4: 403–411.
- Dumanowski B., 1961c — The Bolków Upland and the Basin of Jelenia Góra. INQUA, VI Congress, The Sudeten, Łódź.
- Duthou J.L., Couturie J.P., Mierzejewski M.P., Pin C., 1991 — Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową, rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych. *Prz. Geol.*, **39**, 2: 75–79.
- Dyjor, S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, **64**: 25–41.
- Dyjor S., Sadowska A., 1968 — Górnomiocenijskie osady ilaste Sudetów. *Prz. Geol.*, **16**, 12: 545–550.
- Dziedzic K., 1961 — Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. *Kwart. Geol.* **3**, 4.
- Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990 — The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. e*, **179**, 2/3: 285–305.
- Dziekoński T., 1972 — Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do połowy XX wieku. Ossolineum, Wrocław. 420 ss.
- Eissmann L., 2002 — Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringen), type area of the Elsterian and Saalian stages in Europe. *Quatern Geol.* **21**: 1275–1346.

- Fedak J., Lindner M., 1966 — Metalogeneza Sudetów. Wyd. Geol., Warszawa. 315 ss.
- Franke W., 2000 — The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner, D. (red.) — Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **179**: 35–62.
- Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S., Wajsprych B., 1993 — Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features. *Geol. Rundsch.*, **82**: 583–599.
- Franke, W., Żelaźniewicz, A., 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *W*: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (red.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt: 63–86.
- Franke, W., Żelaźniewicz, A., 2002 — Structure and evolution of the Bohemian Arc. *W*: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **201**: 279–293.
- Fraćkiewicz W., 1965 — Wyjaśnienie wglębnej budowy geologicznej południowej części Gór Kaczawskich w rejonie Radzimowic. Opracowanie litologiczno-stratygraficzne otworu Wojcieszów IG-1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Froehlich B., Urbanek Z., Schneider W., 1991 — Shallow-water carbonates in the Ordovician turbiditic slates of the Góry Kaczawskie, Sudetes (SW Poland). *N. Jb. Geol. Paläon., Mh.*, **1**: 31–47.
- Furnes H., Kryza R., Muszyński A., 1989 — Geology and geochemistry of Early Palaeozoic volcanics of the Świerzawa Unit, Kaczawa Mts., W. Sudetes, Poland. *N. Jb. Geol. Paläon., Mh.*, **3**: 136–154.
- Furnes, H., Kryza, R., Muszyński, A., Pin, CH., Garmann, L.B., 1994 — Geochemical evidence for progressive, rift related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. *Jb. Geol. Soc.*, **151**, 91–109.
- Gawroński O., Dyjor S., Jodłowski S., Koźma J., Kural K., 1989 — Określenie perspektyw występowania potasowych surowców skaleniowych i kwarcu żyłowego na Dolnym Śląsku. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Genieser K. 1936 — Studien zur Diluvialgeschichte des Boberkatzbach Gebirges und seiner Flüsse. Heiner.-Wilh.-Dove-Gesellschaft: 1–47.
- Głazewska M., 1993 — Mineralizacja kruszcowa typu Czarnowa we wschodniej osłonie granitu Karkonoszy. *Prz. Geol.*, **41**, 6:435–438.
- Gorczyca-Skała J., 1966 — Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts. and the Izera region. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, **14**, 3: 171–179.
- Gorczyca-Skała J., 1977 — Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 71–100.
- Górecka T., 1970 — Wyniki badań mikroflorystycznych permo-karbonu między Jaworem a Lubaniem. *Kwart. Geol.*, **14**, 1.
- Górecka T., 1972 — Dotychczasowe wyniki badań palynologicznych osadów górnego karbonu w Sudetach. *Pr. Nauk.Inst. Geotech. P. Wroc.*, **7**.
- Gunia, T., 1967 — Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, 3, 417–427.
- Gunia, T., 2000 — Odkrycie reliktyw fauny i flory w „kwarcytach” z Tarczyna k. Wlenia w Górach Kaczawskich i problem ich wieku (informacja wstępna). *Prz. Geol.*, **48**, 8: 694–697.
- Gürich G., 1929 — *Silesicaris* von Leipe und Phyllocariden überhaupt. *Mitteil. Mineral.-Geol. Staatsinst.*, **11**: 21–90.
- Haydukiewicz A., 1987a — Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. *W*: Przew. LVIII Zjazdu PTG, Wałbrzych: 95–106.

- Haydukiewicz A., 1987b — Melanże Gór Kaczawskich. *W: Przew. LVIII Zjazdu PTG, Wałbrzych*. 106–114.
- Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986 — Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części Bolkowa (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **21**, 2: 185–196.
- Hirschmann G., 1966 — Assynthische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz (unter spezieller Berücksichtigung der Geologie des östlichen Görlitzer Schiefergebirges). Freiburger Forschungshefte, C 212, *Geologie*. 146 ss.
- Hladil J., Patocka F., Kachlik V., Melichar R., Hubačik M., 2003 — Metamorphosed carbonates of Krkonoše Mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic), *Geol. Carpath.*, **54**, 5: 281–297.
- Hundt R., 1922 — Beiträge zur Kenntnis der Graptolithen-fauna Deutschlands (westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Bd. **41**:148–207.
- Ilnicki S., Bachliński R., 1999 — Peridotite from the Popiel Hill near Janowice Wielkie (Karkonosze – Izera Block, West Sudetes): results of Sm–Nd–Sr isotope and trace element investigation.
- Jaeger H., 1964 — *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung, Teil 2. *Geol.*, **13**, 4: 377–394.
- Jahn A., 1954 — Karkonosze – rys morfologiczny. *Czas. Geogr.*, **23/24**: 107–121.
- Jahn A., 1966 — Sudety Zachodnie i ich przedpole, Trasa I. *W: S. Golachowski, A. Jahn, W. Walczak (red.). Przew. wycieczkowy IX Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Wrocław*: 4–55.
- Jahn A., 1968 — Peryglacialne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich. *Opera Corcontica*, **5**: 9–25.
- Jahn A., 1976 — Dobowe ily warwowe w Jeleniej Górze. *Prz. Geol.*, **24**, 9: 517–520.
- Jahn A. 1980 — Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czas. Geogr.*, **51**:129–154.
- Jaskólski S., 1964 — Złoże łupków pirytonośnych w Wieściszowicach na Dolnym Śląsku i próba wyświetlenia jego genezy. *Rocz. PTG.*, **34**, 1/2.
- Jerzmański J., 1965 — Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. *Biul. Inst. Geol.*, **185**: 109–168.
- Jerzmański J., 1969 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Chełmiec. Inst. Geol., Warszawa.
- Jerzmański J., 1974 — Główne dyslokacje sudeckie i ich znaczenie w metalogenezie rejonu dolnośląskiego. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 684–688.
- Kennan P. S., Dziedzic H., Lorenc M.W., Mierzejewski M.P., 1999 — W review of Rb–Sr isotope patterns in the Carboniferous granitoids of the Sudetes in SW Poland. *Geol. Sudet.*, **32**, 1: 49–53.
- Kondracki J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk., PWN, Warszawa.
- Kornaś I., 1974a — Stratygrafia utworów syluru z obszaru Gór Kaczawskich i bloku przedsudeckiego na podstawie fauny graptolitowej. Sylur z rejonu Bolkowa i Wlenia. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław*.
- Kornaś I., 1974b — Stratygrafia utworów syluru z obszaru Gór Kaczawskich i bloku przedsudeckiego na podstawie fauny graptolitowej. Sylur z rejonu Świerzawy. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl., Wrocław*.
- Kornaś I., 1974c — Fauna graptolitowa najniższego syluru w rejonie Krępnicy (Dolny Śląsk). *W: Mat. I Kraj. Konf. Nauk. Paleontologów. Wrocław*.

- Kornaś I., 1975 — Litostratygraficzny profil syluru w rejonie Świerzawy. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. *Kwart. Geol.*, **19**, 4: 922–923.
- Kornaś I., 1977 — Problemy litostratygraficzne dolnego syluru w Sudetach Zachodnich. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego *Kwart. Geol.*, **21**, 2: 388–389.
- Kowalski W., Mazurek Z., Mazurek A., 1976 — Geochemiczno-mineralogiczna charakterystyka marmurów dolomitowych ze złoża Rędziny. *Kwart. Geol.*, **20**, 1: 21–35.
- Kozdrój S., 1995 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark, Wojcieszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozdrój W., 2000 — Ewolucja geotektoniczna krystaliniku wschodnich Karkonoszy na podstawie analizy strukturalnej oraz geochemicznej charakterystyki przeobrażonych skał magmowych. Praca doktorska (maszynopis). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozdrój W., 2003 — Ewolucja geotektoniczna krystaliniku wschodnich Karkonoszy. W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.): Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu, *WIND*: 67–80.
- Kozdrój W., Turniak K., Tichomirova M., Bombach K., Ziółkowska-Kozdrój M., Kachlik V., 2005 — New ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages from the East Karkonosze Metamorphic Complex, West Sudetes – evidence of the Late Cambrian – Early Ordovician magmatism. *Geolines*, **19**: 69–70.
- Kozdrój W., Krentz O., Opletal M., 2001 — Comments on the Geological Map Lausitz – Jizera–Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1:100 000, Warszawa. 64ss.
- Kozdrój W., Turniak K., Tichomirova M., Bombach K., Ziółkowska-Kozdrój M., 2006 — Cambrian stages of magmatic activity in Kaczawa metamorphic complex (West Sudetes, SW Poland) – new evidence from zircon Pb-evaporation datings. *Mineral. Pol., Special Papers*, **29**: 148–151.
- Kozdrój W., Turniak K., Ziółkowska-Kozdrój M., Presnyakov S., 2007 — Lower–Middle Ordovician SHRIMP zircon ages of Lubrza metatrachytes from Kaczawa Metamorphic Complex (West Sudetes, SW Poland), *Miner. Pol.*, **31**: 179–184.
- Krentz, O.; Walter, H.; Brause, H.; Hoth, K.; Kozdrój, W.; Cymerman, Z.; Opletal, M., Mrázová, Š., 2000 — Mapa geologiczna Lausitz–Jizera–Karkonosze 1:100 000 (bez osadów kenozoicznych). Freiberg, Warszawa, Praha.
- Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielicki K.-H., Krauss M., Eidam J., 1994 — Geochronology and Nd–Sr systematic of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geol. Rundsch.*, **83**, 2: 357–376.
- Kröner A., Jaekel P., Hegner, R., Opletal M., 2001 — Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice-Sněžník Complex). *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, **90**: 304–324.
- Kryza, R., 1993 — Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *Acta Univ. Wratisl.*, **1546**, Pr. Geol.-Miner., **39**: 1–139.
- Kryza, R., Mazur, S., 1995 — Przełom Bobru między Ciechanowicami a Janowicami Wielkimi. Kontakt wschodniej okrywy granitu Karkonoszy z metamorfikiem Gór Kaczawskich w strefie uskoku śródsudeckiego. W: Mierzejewski M.P. (red.) Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska. Przewodnik Konferencji Terenowej., U. Wroc.: 59–70.

- Kryza, R., Mazur, S., Pin, C., 1995 — Leszczyniec meta-igneous complex in the eastern part of the Karkonosze–Izera Block, Western Sudetes: trace elements and Nd isotope study. *N. Jb. Miner. Abh.* **170**, 1: 59–74.
- Kryza R., Muszyński A., 1987 — Serie metawulkanogeniczne Gór Kaczawskich: stan badań, problemy petrologii, wieku i pozycji paleotektonicznej. *W: Przew. 58 Zjazdu PTG, Wałbrzych*: 82–89.
- Kryza R., Muszyński A., 1988 — Metamorphosed diabasic sill–sediment complex from Wojcieszów: Mineralogical and geochemical evidence of Lower Paleozoic early-stage rifting in the Western Sudetes, SW Poland. *Mineral. Pol.*, **19**, 1: 3–18.
- Kryza R., Muszyński A., Vielzeuf D., 1990 — Glaucofane-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. *J. Met. Geol.*, **8**: 345–355.
- Kryza R., Muszyński A., 1992 — Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: Outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**, 117–140.
- Kryza R., Muszyński A., Turniak K., Zalasiewicz J.A., 1994 — A Lower Palaeozoic shallow water sequence in the eastern European Variscides (SW Poland): provenance and depositional history. *Geologische Rundschau*, **83**: 5–19.
- Kryza R., Muszyński A., 2003 — Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich–fragment waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej. *W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.): Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzęd.* *WIND*: 95–105.
- Kryza R., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007a — Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons, *Internat. Jour. of Earth Sciences*, **96**: 1153–1162.
- Kryza R., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Presnyakov S., 2007b — Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of detrital zircons, *Jour. of the Geol. Soc. of London*, **164**: 1207–1215.
- Lindner M., 1977 — Wyniki badań metalonośności wschodniej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy, rej. Janowice Wielkie–Czarnów. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Lindner M., 1982 — Ocena wyników metalonośności strefy kontaktowej granitu Karkonoszy ze wschodnią osłoną metamorficzną, rej. Janowice Wielkie–Czarnów. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Lindner M., 1987 — Badania geologiczno-poszukiwawcze okruszcowania Sn, W i polimetalicznego we wschodniej osłonie granitu Karkonoszy. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirowa M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas, P.; Lütznert, H., Bombach, K. 2000 — From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (central European Variscides, Germany). *W: Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner, D. (red.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society, London. Special Publications*, **179**, 131–154.
- Lorenc S., 1983 — Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. *Geol. Sudet.*, **18**, 1: 61–119.
- Łacka B., 1972 — Charakterystyka petrograficzna metapsyfitytów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia. *Geol. Sudet.*, **7**: 189–208.
- Machowiak K., Muszyński A., 2005 — Hipabisalny magmatyzm w zapisie petrograficznym – na przykładzie rejonu Żelaźniaka, Góry Kaczawskie. *Prz. Geol.*, **53**, 4. 334 ss.

- Madziarz M., 2009a — Kopalnie „Czarnów”, „Miedzianka” i „Stara Góra” w poszukiwaniach okruszczenia uranowego oraz rud metali w latach 40. i 50. XX w. *W:* P.P. Zagożdżon i M. Madziarz (red.), *Dzieje Górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 2, Wrocław: 1–27.
- Madziarz M., 2009b — Stan rozpoznania historycznie eksploatowanych sudeckich złóż polimetalicznych w świetle wyników powojennych prac geologiczno-poszukiwawczych, *Pr. Nauk. Inst. Gór. P. Wroc.*, **128**, *Studia i Materiały*, **36**: 304–326.
- Majerowicz A., Skurzewski A., 1987 — Granity z okolic Wojcieszowa w Górach Kaczawskich. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.* **10**: 265–274.
- Maluski H., Patocka F., 1997 — Geochemistry and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology of the mafic metavolcanics from the Rýchory Mts. complex (W Sudetes, Bohemian Massif): paleotectonic significance. *Geol. Magazine*, **133**: 703–716.
- Maneck A., 1965 — Studium mineralogiczno-petrograficzne polimetalicznych żył okolic Wojcieszowa (Dolny Śląsk). *Pr. Min. Kom. Nauk Miner. PAN*, Oddz. w Krakowie, **2**: 7–56.
- Marheine, D., Kachlik, V., Maluski, H., Patocka, F., Żelaźniewicz A., 2002 — A new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in the West Sudetes (Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. *W:* Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geological Society, London, Special Publications*, **201**: 133–156.
- Mastalerz K., 1988 — Development of lacustrine sequence: An example from the Lower Permian Anthracosia Shale, North Sudetic Basin. Guidebook, p. III. (mat. konf.), Wrocław.
- Mastalerz K., Prouza V., Kurowski L., Bossowski A., Ichnatowicz A., Nowak G., 1995 — Sedimentary record of the Variscan orogeny and climate — Intrasudetic-Basin, Poland and Czech Republic. XIII International Congress of Carboniferous — Permian (XIII ICC-P) 28.08.–2.09.1995 Kraków, Poland. Guide to Excursion B1. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mazur, S., 1995 — Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. *Geol. Sudet.*, **29**, 1: 31–103.
- Mazur, S., 1998 — Zarys budowy geologicznej masywu karkonosko-izerskiego i jego pozycja w obrębie waryscydyń środkowej Europy. *Pol. Tow. Mineral.-Pr. Spec.*, **11**: 31–41.
- Mazur, S., 2003 — Wschodnia okrywa granitu Karkonoszy – przekrój przez waryscyjską strefę szfu. *W:* Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. WIND*: 53–66.
- Mazur, S., Kryza R., 1996 — Superimposed compressional and extensional tectonics in the Karkonosze-Izera Block, NE Bohemian massif. *W:* Oncken O., Janssen C. (eds.). *Basement Tectonics*, **11**: 51–66.
- Mazur, S., Aleksandrowski P., 2001 — The Tepla(?) / Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, central European Variscides. *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, **90**, 2: 341–360.
- Michniewicz M., 1981 — Próba interpretacji wczesnych etapów tektogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wgłębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. *Geol. Sudet.*, **16**, 2: 75–141.
- Michniewicz M., 1998 — The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 317–328.
- Michniewicz M., Czerski M., Kiełczawa J., Wojtkowiak A. 1996 — Staroplejstocieńska sieć dolin kopalnych Sudetów Zachodnich i ich przedpola, *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1232–1238.
- Mierzejewski, M.P., 1966 — On the tectonic evolution of the Karkonosze Granite (West Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Géol. Géogr.*, **14**, 3: 157–164.

- Mierzejewski M.P., 1967 — Tektonika granitu Karkonoszy. W: Przew. XV Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zgorzelec, 24–27 sierpnia 1967. Wyd. Geol. Warszawa.
- Mierzejewski M.P., 1973 — Granitoidy waryscyjskie. W: Materiały do Konferencji terenowej na temat: „Kryteria strukturalne w określeniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego”. Inst. Geol. U. Wrocław, Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 1985 — Denudacja Prakarkonoszy w permokarbonie i mezozoiku. *Geol. Sudet.*, **20**, 1: 197–225.
- Mierzejewski M.P., 1994 — The shape preferred orientation of minerals and its relationship to the magnetic fabric in the Karkonosze pluton. W: Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Abstracts. (Ed. R.Kryza). U.Wroc. Inst. Nauk Geol., Wrocław.
- Mierzejewski, M.P., 1995a — Geologia granitowej części Karkonoszy. W: Jahn, A., (red.) – Karkonosze. Ossolineum, Wrocław: 17–41.
- Mierzejewski M.P., 1995b — Przegląd hipotez odnoszących się do pochodzenia granitów Karkonoszy. W: Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska. Mat. Konf. Teren. Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 1995c — Przegląd punktów obserwacyjnych w masywie granitowym Karkonoszy. W: Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska. Mat. konf. Teren. Wrocław.
- Mierzejewski, M.P., 2003 — Struktury późnych etapów umiejscowienia magm granitu Karkonoszy. W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *WIND*: 81–94.
- Mierzejewski M.P., Majerowicz A., Czerwiński J., 1983 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Szklarska Poręba. Inst. Geol., Warszawa.
- Mierzejewski M.P., Pin C., Duthou J.L., Couturie J.P., 1994 — Sr–Nd isotopic study of the Karkonosze granite. W: Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Abstracts. (Ed. R.Kryza) U.Wroc. Inst. Nauk Geol., Wrocław.
- Mierzejewski M.P., Wojnar B., 1986 — Problem następstwa wiekowego dwóch ciał granitowych i zmienność temperatury krystalizacji w skale z Janowic Wielkich w Rudawach Janowickich. *Geol. Sudet.* **21**, 1: 231–249
- Mierzejewski M.P., Oberc-Dziedzic T., 1990 — The Izera–Karkonosze block and its tectonic development (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2/3: 197–222.
- Migoń P., 1993 — Kopułowe wzgórza granitowe w Kotlinie Jeleniogórskiej. *Czas. Geogr.*, **64**: 3–23.
- Migoń P., 1995 — Geomorfologiczne kryteria identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **43**, 1: 29–36.
- Migoń P., 1997 — Crystalline Rock Inselbergs in Southwestern Poland. Origin and Palaeoenvironmental Significance. *Acta Univ. Wratisl.*, **1872**, *Stud. Geogr.*, 64. 102 ss.
- Migoń P., 1998 — Długookresowa ewolucja rzeźby denudacyjnej środkowej i zachodniej Europy. *Acta Univ. Wratisl.*, **2080**, *Stud. Geogr.*, 70. 267 ss.
- Migoń P., Czerwiński J., 1994 — Problem wieku zwietrzelin granitowych masywu karkonosko-izerskiego. *Acta Univ. Wratislav.*, **1702**, *Pr. Inst. Geogr., Ser. A, Geogr. Fiz.*, **8**: 19–26.
- Mikulski S. Z., 1999 — Złoto z Radzimowic w Górach Kaczawskich (Sudety) – nowe dane geochemiczne i mineralogiczne. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 999–1005.
- Mikulski S. Z., 2007 — The late Variscan gold mineralization in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, **22**. 162 ss.
- Milewicz J., 1968 — The geological structure of the North Sudetic Depression. *Biul. Inst. Geol.*, **227**: 15–55.
- Milewicz J., 1972 — Nowe dane o górnym karbonie w depresji północno-sudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **259**.

- Milewicz J., 1985 — Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północno-sudecką. *Prz. Geol.*, **33**, 7.
- Milewicz J., 1987 — Przyczynek do poznania tektoniki waryscyjskiej wschodniej części depresji północno-sudeckiej. *Prz. Geol.*, **35**, 10.
- Milewicz J., Górecka T., 1965 — Wstępne uwagi o karbonie w depresji północno-sudeckiej. *Kwart. Geol.* **9**, 1.
- Milewicz J., Szałamacha J., Szałamacha M., 1989 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Jelenia Góra, wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- Mochnacka K., 1982 — Mineralizacja polimetaliczna wschodniej osłony metamorficznej granitu karkonoskiego i jej związek z geologicznym rozwojem regionu. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 273–289.
- Mroczkowski J., 1971 — Sedymentacja piaskowca pstrego w niecce północnosudeckiej. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 2.
- Muszyński A., 1994 — Kwaśne skały metawulkanogeniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 111 ss.
- Muszyński A., Kryza R., Achramowicz S., Koepcke J., Machowiak K., 200 — Metamorfizm regionalny i kontaktowy w rejonie intruzji Żelaźniaka (Góry Kaczawskie). *Prz. Geol.*, **49**, 4: 347–348.
- Michniewicz M., 2003 — Surowce metaliczne w strukturze bloku karkonosko-izerskiego. *W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. WIND: 155–168.*
- Narębski W., 1964 — Petrochemia law puklistych Gór Kaczawskich i niektóre ogólne problemy petrogeny spilitów. *Pr. Muzeum Ziemi*, **7**: 69–209.
- Narębski W., 1968 — Geochemistry and the Problem of Origin of Metabasic Rocks of the Rudawy Janowickie Mts. (East Karkonosze). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.*, **16**, 1: 1–7.
- Narębski W., 1980 — Paleotectonic setting of the circum-Karkonosze Lower Paleozoic spillite-keratophyre suites based on geochemistry of iron group elements. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **50**: 3–25.
- Narębski W., Teisseyre J.H., 1971 — On Petrogenesis of the Paczyn Gneisses in the West Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.*, **19**: 193–203.
- Narębski W., Dostal J., Dupuy C., 1986 — Geochemical characteristics of Lower Palaeozoic spilite-keratophyre series in West Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *N. Jb. Miner.*, **155**: 243–258.
- Nielubowicz R., Jaskólski S., 1957 — Materiały do poznania złoża łupków pirytowych w Wieściszowicach i do jego genezy. *Prz. Geol.*, **5**, 7: 303–310.
- Oberc J., 1960 — Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Acta. Geol. Pol.*, **10**, 1: 1–48.
- Oberc J., 1961 — An outline of the geology of the Karkonosze-Izera Block. *Zesz. Nauk. U. Wrocław, 4, Seria B*, **8**: 139–170.
- Oberc J., 1966 — Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.*, **47**: 67ss.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika 2. Państw. Inst. Geol., Warszawa. 307ss.
- Oberc J., 1982 — Rozwój waryscydów południowej części strefy kaczawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 37–54.
- Oberc J., Sadowska A., Dyjor S., 1969a — Uwagi o iłach laminowanych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **17**, 6: 264–267.
- Oberc J., Sadowska A., Dyjor S., 1969b — Po raz drugi o iłach laminowanych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **17**, 8: 370–373.
- Oberc-Dziedzic T., Oberc J., 1972 — Wspólne elementy serii łupków proterozoicznych w bloku izerskim wschodnich Karkonoszy i Górach Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, **259**: 93–151.

- Oliver, G.J.H., Corfu, F., Krogh, T.E., 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Jour. of Geol. Soc., London*, **150**: 355–369.
- Ostromęcki A. 1972a — Profil litostratygraficzny permo-karbonu w zachodniej części rowu Świerzawy. *Geol. Sudet.*, **6**: 293–306.
- Ostromęcki A. 1972b — Piaskowce tuffitowe warstw marczowskich w okolicach Świerzawy. *Geol. Sudet.*, **6**: 307–313.
- Ostromęcki A. 1972c — Tufy i otoczaki skał wylewnych w profilu górnego karbonu okolic Świerzawy. *Geol. Sudet.*, **6**: 315–321.
- Ostromęcki A. 1973 — Development of the late paleozoic sedimentary basin of Kaczawa Mts. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 3.
- Pacholska A., 1975 — Petrografia zmetamorfizowanych piaskowców jednostki Świerzawy w Górach Kaczawskich. *Geol. Sudet.*, **10**, 1: 105–116.
- Patočka F., Smulikowski W., 2000 — Early Palaeozoic intracontinental rifting and incipient oceanic spreading in the Czech/Polish East Krkonoše/Karkonosze Complex, West Sudetes (NE Bohemian Massif). *Geol. Sudet.*, **33**, 1:1–15.
- Paulo A., Salamon W., 1974 — Przyczynek do znajomości złoża polimetalicznego w Starej Górze. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 266–276.
- Philippe S., Haack U., Żelaźniewicz A., Dörr W., Franke W., 1995 — Preliminary geochemical and geochronological results on shear zones in the Izera–Karkonosze Block (Sudetes, Poland). *Terra Nostra*, **95**, 8: 215–217.
- Pin C., Mierzejewski M.P., Duthou J.L., 1987 — Wiek izochronowy Rb-Sr granitu karkonoskiego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta oraz oznaczenie stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w tymże granicie. *Prz. Geol.*, **35**, 10: 512–517.
- Piotrowski S., 1988 — Geologiczne warunki występowania keratofirów w okolicach Wojcieszowa (Góry Kaczawskie). *Acta Univ. Wratisl.*, 875, *Pr. Geol.-Miner.*, **11**, 1.
- Przewłocki K., Magda W., Thomas H., Faul H., 1962 — Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**.
- Pulina M., 1957 — Jaskinia naciekowa w Wojcieszowie. *Chrońmy Przyrodę*, **12**, 4.
- Radwański S., 1954 — Budowa geologiczna obszaru kulmowego między Marciszowem, Sadami Górnymi a Witkowem (Dolny Śląsk). *Biul. Inst. Geol.*, **90**: 1–47.
- Schwarzbach M., 1939 — Die Tektonik des Bober–Katzbach–Gebirges. *Jber. Schles. Ges. Vaterl., Kult., Naturwiss., Breslau*, **113**: 52ss.
- Seston R., Winchester J.A., Piasecki M.A.J., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2000 — A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. – *J. Geol. Soc., London.*, **157**: 1155–1167.
- Skowronek A., Steffahn J., 2000 — The age of the Kauffung Limestone (W Sudetes, Poland) – a revision due to new discovery of microfossils. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **2**, 65–82.
- Skurzewski A., 1967 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w Górach Kaczawskich w 1966 r. Zakłady Przemysł. R1. Arch. Oddz. Dolnośl. Państw. Inst. Geol., Wrocław.
- Skurzewski, 1984 — Wulkanity hercyńskie w rejonie Wojcieszowa. *Kwart. Geol.*, **28**, 1.
- Smulikowski W., 1972 — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, **6**: 97–188.
- Smulikowski W., 1995 — Evidence of glaucophane-schist facies metamorphism in the East Karkonosze complex, West Sudetes, Poland. *Geol. Rundsch.*, **84**: 720–737.

- Smulikowski W., 1996 — Metabazyty południowej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego i ich znaczenie dla odtworzenia metamorficznej ewolucji kompleksu wschodnich Karkonoszy. *Pol. Tow. Mineral. – Pr. Spec.*, **8**: 108–113.
- Smulikowski W., 1999 — Metabasic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Range – their significance in the study of metamorphic evolution of the East Karkonosze complex (West Sudetes, NE Bohemian Massif). *Arch. Mineral.*, **52**, 2: 211–274.
- Solecki A. 1994 — Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Univ. Wratisl.*, **1618**, Pr. Geol.–Miner., 45. 59 ss.
- Sroga C., 2001 — Pozycja geologiczna złoża barytu w Jeżowie Sudeckim (Góry Kaczawskie). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sroga C., 2002 — Charakterystyka petrograficzno-geochemiczna żył barytowo-fluorytowych w Jeżowie Sudeckim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**: 42–45.
- Sroga C., Bobiński W., Siemiątkowski J., Sztromwasser E., Horbowy K., Gawlikowska E., 1994 — Dokumentacja geologiczna złoża barytu z fluorytem Jeżów Sudecki w kat. C2. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sylwestrzak H., Wołkowicz K., 1985 — Nowy zespół Sn–W–Mo ze Starej Góry (Dolny Śląsk) i jego znaczenie genetyczne. *Prz. Geol.*, **33**, 2: 73–75.
- Szałamacha J., 1960 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Janowice Wielkie. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1969 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Janowice Wielkie. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., Szałamacha J., 1967 — Seria Niedamirowa w świetle nowego strukturalnego podziału wschodniej części okrywy granitu karkonoskiego. *Kwart. Geol.*, **11**, 2: 243–257.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Dziwiszów. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1991 — Ofiolit Leszczyńca w Rudawach Janowickich. *Biul. Inst. Geol.*, **367**, 61–84.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Dziwiszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., 1974 — Przejawy mineralizacji barytowo-fluorutowej w strefie uskoku śródsudeckiego w Sudetach Zachodnich (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 471.
- Szałamacha M., 1976 — O złożowej mineralizacji barytowo-fluorytowej w Jeżowie Sudeckim (Sudety zachodnie). *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 215–240.
- Szałamacha M., Tucholska K., 1960 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Jelenia Góra–Wschód. Inst. Geol., Warszawa.
- Szponar A., 1986 — Chronostratygrafia i etapy deglacjacji strefy przedgórskiej Sudetów w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego. *Acta Univ. Wratisl.* **963**, Stud. Geogr., 45.
- Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003 — Sedymentacja utworów epiwarwaryjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. W: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *WIND*: 119–126.
- Świątnicka-Goldsztein E., 1985 — Surowce węglanowe Gór Kaczawskich. Monografie surowców mineralnych Polski. Wyd. Geol, Warszawa. 93 ss.

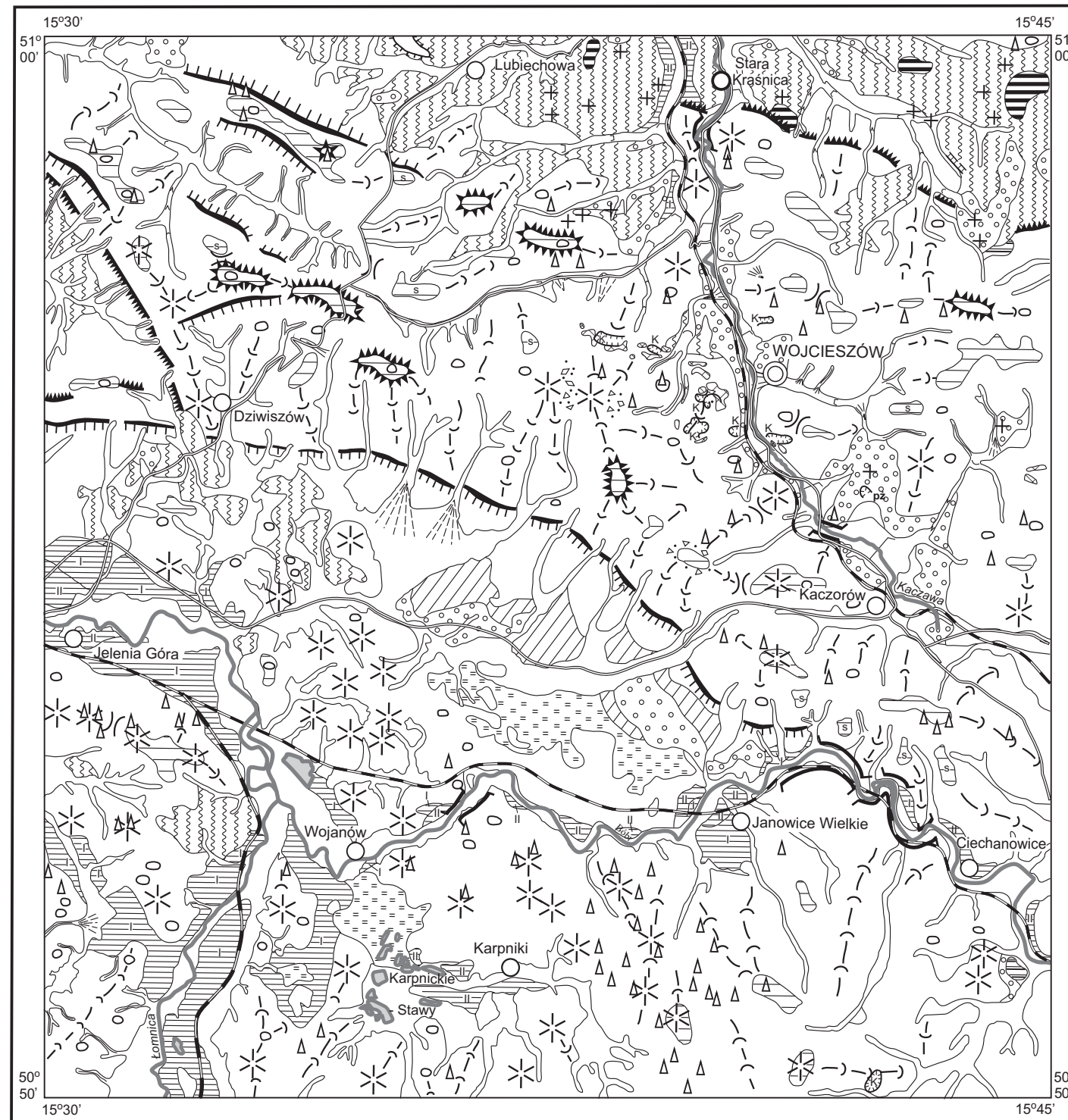
- Teisseyre A. K., 1975 — Sedymentacja i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **9**: 7–125.
- Teisseyre H., 1963 — Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 279–300.
- Teisseyre H., 1967 — Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. Przew. XL Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zgorzelec: 11–45.
- Teisseyre H., 1969 — Uwagi o genezie i wieku sudeckich iłów warwowych. *Prz. Geol.*, **17**, 6: 261–264.
- Teisseyre H., 1973 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, ark. Stare Bogaczowice. Inst. Geol., Warszawa.
- Teisseyre J.H., 1968 — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudet.*, **4**: 481–555.
- Teisseyre J.H., 1971 — O wieku i następstwie warstw w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geol. Sudet.*, **5**: 165–210.
- Teisseyre, J.H. 1973 — Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geol. Sudet.*, **8**: 7–111.
- Turnau, E., Żelaźniewicz, A., Franke, W. 2002 — Mid-Early Visean onset of late orogenic sedimentation in Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and geotectonic implication. *Geol. Sudet.*, **34**: 9–15.
- Ulicyn L., 1999 — Preliminary data on primary differentiation of Paczyn gneisses (East Karkonosze complex, W: Sudetes, SW Poland). *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, **14**: 129–131.
- Urbanek Z., 1977 — Stan badań nad stratygrafią metamorfiku kaczawskiego. W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. Materiały Konferencji Terenowej, Złotoryja. U. Wroc., Wrocław.
- Urbanek Z., 1978 — The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of Epi-Metamorphic Rocks of North-Eastern Part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudet.*, **13**, 1: 7–24.
- Urbanek Z., Baranowski Z., 1986 — Revision of age of Radzimowice slates from Góry Kaczawskie Mts. (Western Sudetes) based on conodonts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **56**: 399–408.
- Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1977 — Jurczyce–Rzeszówek. Struktury sedymentacyjne i fauna w ordowickich utworach fliszowych. Utwory olistostromowe dolnego karbonu (?). W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentologii i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. Mat. konf. Teren., Złotoryja. UWroc., Wrocław: 41–47.
- Walczak W., 1969 — Osady ilaste a trzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach. *Prz. Geol.*, **17**, 8: 369–370.
- Walter H., 2000 — Neufunde von sphaerischen Mikrofossilien (?Muellerisphaerida, ?Mazuelloiden) im Gebiet des südlichen Krkonoše und in der Lausitz. *Zeit. Geol. Wissensch.*, **28**, 1/2: 71–86.
- Winchester J.A., Floyd P.A., Chocyk M., Horbowy K., Kozdrój W., 1995 — Geochemistry and tectonic environment of Ordovician meta-igneous rocks in the Rudawy Janowickie Complex, SW Poland. *Journal of the Geological Society of London*, **152**: 105–115.
- Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., 2002 — Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. W: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., (red.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, **201**: 1–18.
- Wojciechowski, A., 1995 — Mapa złotooności Sudetów Zachodnich w skali 1:100 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Wołkowi cz K., Wołkowi cz S., 1985 — Mineralizacja kruszcowa wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego na obszarze Mniszkowa–Rędzin. *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 237–254.
- Zimnoch E., 1965 — Okruszcowanie złoża Stara Góra w świetle nowych danych. *Biul. UW*, **5**: 3–38.
- Zimnoch E., 1978 — Mineralizacja kruszcowa złoża Miedzianka w Sudetach. *Biul. Inst. Geol.*, **308**: 91–134.
- Ziółkowska-Kozdrój M., 1997 — Petrografia i geochemia leptytów z Rudaw Janowickich. *Pol. Tow. Mineral.–Pr. Spec.*, **9**: 168–171.
- Żak C., 1958 — Budowa i rozwój zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **98**: 5–76.
- Żelaźniewicz, A., 1997 — The Sudetes as Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.*, **134**: 691–702.
- Żelaźniewicz, A., Cwojdzinski S., England W.R., Zientara P., 1997 — Variscides in the Sudetes and the reworked Cadomian orogen: evidence from the GB-2A seismic profiling in the southwestern Poland. *Geol. Quarter.*, **41**, 3: 289–308.
- Żelaźniewicz, A., 2003 — Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003. *W*: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *WIND*: 7–16.
- Żelaźniewicz, A., Nowak I., Achramowicz S., Czaplinski W., 2003 — Północna część bloku karkonosko-izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturynгии. *W*: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. *WIND*: 17–32.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wojcieszów (796)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa, falista

Formy wodnolodowcowe

Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności

Równiny zastoiskowe

Kemy

Formy eoliczne

Pokrywy lessowe i pyłowate

Formy rzeczne

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności; nierozdzielone

Doliny rzeczne:

nieckowate (rozłogowe pochodzenia soliflukcyjnego)

płaskodenne

Przełomy, doliny przełomowe, bramy dolinne

Formy denudacyjne

Ostańce

Powierzchnie zrównań

Powierzchnie spłaszczeń stokowych

Rumosze skalne i gołoborza

Stożki napływowe

Skarpy powstałe wskutek odporności skał

Formy krasowe

Jaskinie krasowe

Formy o założeniach tektonicznych

Krawędzie o założeniach tektonicznych

Formy nieoznaczonej lub różnej genezie

Grzbiety zaokrągłe

Wierzchołki: a. kopulaste, b. płaskie

Ściany skalne

Izolowane skałki

Przełęczce

Głazy narzutowe

Formy utworzone przez roślinność

Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

Hałdy

Kamieniołomy (K), piaskownie-żwirownie (PŻ)

Opracował: S. CWOJDZIŃSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wojcieszów (796)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

